



Caractérisation hydro-dispersive in situ de sols non saturés par infiltration d'eau et de soluté : cas de sols structures et de sols hétérogènes

Stephanie Roulier

► To cite this version:

Stephanie Roulier. Caractérisation hydro-dispersive in situ de sols non saturés par infiltration d'eau et de soluté : cas de sols structures et de sols hétérogènes. Milieux fluides et réactifs. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1999. Français. NNT : . tel-00802313

HAL Id: tel-00802313

<https://theses.hal.science/tel-00802313>

Submitted on 19 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITE JOSEPH FOURIER – GRENOBLE I

THESE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR de L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER
Spécialité: Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement
Ecole Doctorale : Terre Univers Environnement

présentée par

Stéphanie ROULIER

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

**Caractérisation hydro-dispersive *in situ* de sols non saturés
par infiltration d'eau et de soluté.
Cas de sols structurés et de sols hétérogènes.**

30 AOUT 2003

Soutenue le 9 décembre 1999 devant le jury composé de :

M. F. BRISSAUD , Professeur Université Montpellier II	Rapporteur
M. B.E. CLOTHIER , Professeur HortResearch, N ^{elle} Zélande	Rapporteur
M. T. BARIAC , Directeur de Recherches CNRS	Examineur
M. M. CAMPILLO , Professeur UJF	Examineur
M. R. ANGULO-JARAMILLO , Chargé de Recherches CNRS	Directeur de thèse
M. J. P. GAUDET , Ingénieur de Recherches UJF	Directeur de thèse

Thèse préparée au sein du
Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement
[LTHE, UMR 5564 (CNRS, INPG, IRD, UJF)]

10209720

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
--------------	---

Partie I
Mécanismes fondamentaux et outils théoriques

CHAPITRE 1 : LE SOL	5
1-1. INTRODUCTION	5
1-2. DEFINITION – GENERALITES	5
1-3. HETEROGENEITE	7
1-4. VARIABLES DESCRIPTIVES	8

CHAPITRE 2 : CONCEPTUALISATION DES TRANSFERTS	10
2-1. INTRODUCTION	10
2-2. L'EAU	10
2-2-1. Variables descriptives	10
2-2-2. Equations d'écoulement d'eau en milieu non saturé	12
2-2-3. Relations caractéristiques	13
2-2-3-a. Teneur volumique en eau – Pression capillaire	14
2-2-3-b. Conductivité hydraulique – Teneur volumique en eau	14
2-2-4. Description de l'infiltration	15
2-2-5. Temps et longueurs caractéristiques de l'écoulement de l'eau	19
2-3. LE SOLUTE	22
2-3-1. Introduction	22
2-3-2. Variables descriptives	23
2-3-3. Equations du transport	24
2-3-4. Résolution des équations du transport	28
2-3-4-a. Hypothèses	28
2-3-4-b. Concentration de flux – Concentration résidente	28
2-3-4-c. Solutions analytiques	30
(i) Réponse impulsionnelle en concentration résidente	31
(ii) Réponse impulsionnelle en concentration de flux	33
(iii) Réponse à une excitation quelconque	33

2-3-5. Temps caractéristiques du transport de soluté.....	34
2-3-6. Grandeurs adimensionnelles du transport de soluté.....	35

Partie II

Méthodologie de caractérisation hydrodispersive par infiltrométrie

CHAPITRE 3 : MATERIEL ET PROTOCOLE EXPERIMENTAL	37
3-1. INTRODUCTION.....	37
3-2. L'INFILTROMETRIE A DISQUES.....	38
3-2-1. Description de l'appareillage.....	38
3-2-2. Pression imposée.....	39
3-2-3. Sable de contact.....	40
3-3. LES SOLUTIONS INFILTREES.....	41
3-4. PROTOCOLE EXERIMENTAL.....	42
3-4-1. Infiltration.....	42
3-4-2. Echantillonnage du sol.....	43
(i) Avant infiltration.....	44
(ii) Après infiltration.....	44
3-4-3. Méthodes analytiques.....	45
3-4-3-a. Détermination de la teneur volumique en eau totale et de la masse volumique sèche par gravimétrie.....	45
3-4-3-b. Mesure de la concentration totale en soluté.....	46
3-4-4. Résumé des données disponibles.....	46
CHAPITRE 4 : CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE A L'AIDE DE L'INFILTROMETRIE A DISQUES	48
4-1. INTRODUCTION.....	48
4-2. DETERMINATION DES PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES.....	48
4-2-1. Introduction.....	48
4-2-2. Ajustement de l'équation d'infiltration.....	49
4-2-2-a. Cas du régime d'écoulement transitoire.....	49
(i) Equation de base.....	49
(ii) Ajustement des paramètres.....	50
(iii) Prise en compte du sable de contact.....	51
(iv) Domaine de validité de l'équation d'infiltration aux temps courts.....	53
(v) Précision de l'estimation.....	54

4-2-2-b. Cas du régime d'écoulement quasi-permanent.....	55
(i) Equation de base.....	55
(ii) Ajustement des paramètres.....	56
(iii) Prise en compte du sable de contact.....	57
(iv) Domaine de validité de l'équation d'infiltration aux temps longs.....	58
(v) Précision de l'estimation.....	58
4-2-3. Evaluation des incertitudes.....	59
4-2-3-a. Incertitude sur l'estimation de K_0 et S_0 aux temps courts.....	60
4-2-3-b. Incertitude sur l'estimation de K_0 et S_0 aux temps longs.....	62
4-3. INCERTITUDES SUR LES LONGUEURS ET TEMPS CARACTERISTIQUES.....	63
4-4. RESUME ET CONCLUSION.....	64

CHAPITRE 5 : ANALYSE DU TRANSPORT DE SOLUTE SOUS L'INFILTROMETRE, EN

VUE DE LA CARACTERISATION HYDRODISPERSIVE	66
5-1. INTRODUCTION.....	66
5-2. CALCUL DE LA FRACTION D'EAU MOBILE.....	69
5-2-1. Méthode mono-traçage MoT.....	69
5-2-1-a. Equations de base.....	69
5-2-1-b. Signification physique des hypothèses.....	71
5-2-1-c. Conditions d'application de la méthode MoT.....	72
5-2-2. Méthode multi-traçage MuT.....	74
5-2-2-a. Mise en œuvre - Equations de base.....	74
5-2-2-b. Conditions d'application de la méthode Mut.....	76
5-2-3. Résumé et conclusion des méthodes MoT et MuT d'estimation de la fraction d'eau mobile par infiltrométrie.....	78
5-3. ESTIMATION DU COEFFICIENT DE DISPERSION D.....	82
5-4. LE COEFFICIENT D'ECHANGE α	84
5-5. RESUME ET CONCLUSIONS DES METHODES DE CARACTERISATION HYDRODISPERSIVE PAR INFILTROMETRIE.....	88

Partie III

Analyse critique des méthodes de caractérisation hydrodynamique et hydrodispersive par infiltrométrie

CHAPITRE 6: DESCRIPTION DE LA SIMULATION POUR L'ANALYSE CRITIQUE DES

METHODES	90
-----------------------	-----------

6-1. OBJECTIF.....	90
6-2. DEMARCHE SUIVIE.....	91
6-3. GRANDEURS DE REFERENCE POUR L'ETUDE THEORIQUE DE L'ECOULEMENT DE L'EAU.....	92
6-3-1. Les sols.....	92
6-3-1-a. Introduction.....	92
6-3-1-b. La base de données GRIZZLY.....	92
6-3-1-c. Les sols choisis.....	93
6-3-2. Caractéristiques hydrodynamiques.....	94
6-4. GRANDEURS DE REFERENCE POUR L'ETUDE THEORIQUE DU TRANSPORT DE SOLUTE.....	95
6-5. LA MODELISATION.....	96

CHAPITRE 7: APPLICATION DE L'ANALYSE DE L'ECOULEMENT DE L'EAU SUR DONNEES

SIMULEES	98
7-1. RAPPEL DES HYPOTHESES.....	98
7-2. PRESENTATION DES DONNEES GENEREES.....	99
7-2-1. Récapitulatif des grandeurs nécessaires à la simulation.....	99
7-2-2. Données générées.....	101
7-3. ANALYSE DES DONNEES GENEREES.....	103
7-3-1. Résultats de l'ajustement.....	103
7-3-2. Comparaison TC/TL. Domaine de validité des équations de base.....	105
7-3-3. Précision de l'estimation.....	106
7-3-4. Incertitudes sur les temps caractéristiques.....	108
7-3-5. Hypothèse $K_{ini} = 0$	110
7-4. RESUME ET CONCLUSIONS.....	112

CHAPITRE 8 : CARACTERISATION HYDRODISPERSIVE SUR DONNEES SIMULEES

8-1. RAPPEL DE LA METHODOLOGIE.....	115
8-2. SIMULATION DU TRANSPORT DE SOLUTE – DONNEES GENEREES.....	115
8-3. RESULTATS DE LA METHODOLOGIE MoT POUR LE CALCUL DE f	117
8-4. RESULTATS DE LA METHODOLOGIE MoT POUR LE CALCUL DE D	123
8-4-1. Introduction.....	123
8-4-2. Influence des hypothèses de la méthode MoT pour le calcul de f sur le profil de concentration résidente totale.....	124
8-4-3. Ajustement de la solution analytique du transport sur le profil de concentration résidente.....	129
8-4-4. Hypothèses d'écoulement de l'eau en régime permanent et du transport monodimensionnel du soluté.....	130
8-5. RESUME ET CONCLUSIONS.....	131

Partie IV

Application *in situ* des méthodes

CHAPITRE 9: CARACTERISATION HYDRODISPERSIVE *IN SITU* DE SOLS STRUCTURES

9-1. CONTEXTE GENERAL ET DESCRIPTION DES SITES.....	132
9-1-1. Introduction.....	132
9-1-2. Présentation des sites de mesure.....	133
9-2. APPLICATION DE LA METHODE DE CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE ET HYDRODISPERSIVE SUR UN SOL STRUCTURE – CAS DU RINGLEBACH.....	134
9-2-1. Description des expérimentations.....	134
9-2-2. Distribution spatiale de l'eau et du soluté dans le sol à la fin de l'infiltration.....	136
9-2-3. Caractéristiques gravimétriques initiales et finales.....	140
9-2-4. Caractéristiques hydrodynamiques.....	142
9-2-5. Calcul de la fraction d'eau mobile – Evaluation des incertitudes.....	144
9-2-6. Estimation du coefficient de dispersion.....	145
9-3. FONCTIONNEMENT D'UN SOL STRUCTURE EN FONCTION DU REGIME HYDRIQUE IMPOSEE – CAS DU STRENGBACH.....	146
9-3-1. Description des expérimentations.....	146
9-3-2. Distribution spatiale d'eau et de soluté sous le disque.....	147
9-3-3. Caractéristiques gravimétriques initiales et finales et lames infiltrées...151	
9-3-4. Caractérisation hydrodynamique.....	152
9-3-5. Fraction d'eau mobile – Influence de la structure.....	155
9-4. RESUME ET CONCLUSIONS : FONCTIONNEMENT D'UN SOL STRUCTURE VIS A VIS DU TRANSPORT DE SOLUTE, EN FONCTION DU REGIME HYDRIQUE IMPOSE.....	157

CHAPITRE 10: CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE ET HYDRODISPERSIVE DE LA

COUCHE TRAVAILLEE D'UN SOL LIMONEUX ENCROUTE	159
10-1. CONTEXTE DE L'ETUDE ET PRESENTATION DES SITES DE MESURE.....	592
10-1-1. Introduction.....	159
10-1-2. Présentation des parcelles de mesure.....	160
10-1-2-a. Parcelle dégradée.....	161
10-1-2-b. Parcelle peu dégradée.....	162
10-2. CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DE LA PARCELLE DEGRADEE – INFLUENCE DES ETATS DE SURFACE.....	163
10-2-1. Description des essais.....	163
10-2-2. Caractéristiques gravimétriques – Infiltration cumulée.....	164

10-2-3. Caractéristiques hydrodynamiques.....	166
10-2-3-a. Variabilité de comportement hydrodynamique des croûtes sédimentaires de la parcelle dégradée (essais su Creux).....	168
10-2-3-b. Comparaison du comportement hydrodynamique des croûtes structurales et des croûtes sédimentaires de la parcelle dégradée.....	168
10-2-4. Temps caractéristiques.....	170
10-3. CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE ET HYDRODISPERSIVE DE LA PARCELLE PEU DEGRADEE.....	171
10-3-1. Description des essais.....	171
10-3-2. Caractéristiques gravimétriques.....	173
10-3-3. Caractérisation hydrodynamique du profil hétérogène de la parcelle peu dégradée (Croûtes de surface – Sol sous jacent – Semelle de labour).....	174
10-3-3-a. Introduction.....	174
10-3-3-b. Caractérisation hydrodynamique avec la méthode d'analyse aux temps longs.....	175
10-3-3-c. Utilisation d'un modèle numérique.....	178
(i) Description du modèle.....	178
(ii) Mise en œuvre pour l'essai Surface1.....	179
(iii) Résultats de l'ajustement pour l'essai Surface1.....	180
10-3-4. Caractérisation hydrodispersive du profil hétérogène de la parcelle peu dégradée (Croûtes de surface – Sol sous jacent – Semelle de labour).....	183
10-3-4-a. Distribution de l'eau et de l'Oxygène 18 sur l'axe du disque.....	183
10-3-4-b. Calcul de la fraction d'eau mobile.....	186
10-3-4-c. Estimation du coefficient de dispersion.....	187
10-4. COMPARAISON DE L'INFILTRABILITE DU SOL EN FONCTION DU STADE DE FORMATION DES CROUTES DE SURFACE.....	190
10-5. APPORT DES LAMES MINCES.....	192
10-6. RESUME ET CONCLUSIONS.....	195

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 200

ANNEXES 214

LISTE DES PRINCIPAUX SYMBOLES

Le chiffre entre parenthèses correspond au numéro du chapitre dans lequel le symbole a été introduit.

Symboles latins

A	Coefficient de l'équation d'infiltration monnodimensionnelle (2)	[LT ⁻¹]
A _{TL}	Coefficient de l'équation d'infiltration axisymétrique tridimensionnelle aux temps longs (4)	[L]
b	Paramètre de forme de la diffusivité capillaire (2)	-
B	Coefficient de l'équation d'infiltration axisymétrique tridimensionnelle aux temps courts (4)	[LT ⁻¹]
B _{TL}	Coefficient de l'équation d'infiltration axisymétrique tridimensionnelle aux temps longs (4)	[LT ⁻¹]
C	Concentration totale de soluté (2)	Variable
C ₀	Concentration de la solution infiltrée (2)	Variable
C _{im}	Concentration de soluté dans la phase d'eau immobile (2)	Variable
C ^f	Concentration de flux (2)	Variable
C _m	Concentration de soluté dans la phase d'eau mobile (2)	Variable
C ^r	Concentration résidente (2)	Variable
D	Coefficient de dispersion (2)	[L ² T ⁻¹]
D ₀	Coefficient de diffusion moléculaire dans l'eau libre (2)	[L ² T ⁻¹]
D _c	Diffusivité capillaire (2)	[L ² T ⁻¹]
e	Epaisseur de croûte (10)	[L]
f	Fraction d'eau mobile (5)	-
h	Pression capillaire exprimée en hauteur d'eau (2)	[L]
h ₀	Pression imposée à la surface du sol par l'infiltromètre (3)	[L]
h _g	Paramètre d'échelle de la courbe de rétention (2)	[L]
H	Charge hydraulique (2)	[L]
I	Lame infiltrée (2)	[L]
I _{1D}	Lame infiltrée monodimensionnelle (2)	[L]
I _{3D}	Lame infiltrée tridimensionnelle (2)	[L]
I _{corr}	Lame infiltrée corrigée des effets du sable de contact (4)	[L]
I _{sable}	Lame infiltrée dans le sable de contact (4)	[L]

J_c	Flux convectif de soluté (2)	[ML ⁻² T ⁻¹]
J_D	Flux diffusif et dispersif de soluté (2)	[ML ⁻² T ⁻¹]
J_s	Flux massique de soluté (2)	[ML ⁻² T ⁻¹]
K	Conductivité hydraulique (2)	[LT ⁻¹]
K_0	Conductivité hydraulique à la pression imposée h_0 (2)	[LT ⁻¹]
K_{ini}	Conductivité hydraulique à la teneur volumique en eau initiale (2)	[LT ⁻¹]
K_{sat}	Conductivité hydraulique à saturation (2)	[LT ⁻¹]
n	Paramètre de forme de la courbe de rétention (2)	-
m	Paramètre de forme de la courbe de rétention (2)	-
p_a	Pression de l'air (2)	[ML ⁻¹ T ⁻²]
p_c	Pression capillaire (2)	[ML ⁻¹ T ⁻²]
Pe	Nombre de Peclet	-
p_w	Pression de l'eau (2)	[ML ⁻¹ T ⁻²]
q	Débit volumique d'eau par unité de surface ou flux d'infiltration (2)	[LT ⁻¹]
q_{stab}	Flux d'écoulement en régime permanent (imposé par l'infiltromètre) (5)	[LT ⁻¹]
q_{stab1D}	Flux d'écoulement monodimensionnel en régime permanent (assimilé au flux d'écoulement sur l'axe du disque) (5)	[LT ⁻¹]
r_d	Rayon de la source de la solution infiltrée (2)	[L]
R_H	Résistance hydraulique (10)	[T]
S	Sorptivité capillaire (2)	[LT ^{-1/2}]
S_0	Sorptivité capillaire à la pression imposée h_0 (2)	[LT ^{-1/2}]
T	Temps adimensionnel (2)	-
t_α	Temps caractéristique d'échange (2)	[T]
t_{cap}	Temps capillaire (2)	[T]
t_{conv}	Temps convectif moyen (2)	[T]
t_{corr}	Temps corrigé de l'effet du sable de contact	[T]
t_{eau}	Durée d'infiltration de l'eau (3)	[T]
t_{ech}	Temps d'échantillonnage	[T]
t_{geom}	Temps géométrique (2)	[T]
t_{geomod}	Temps géométrique modifié (2)	[T]
t_{grav}	Temps gravitaire (2)	[T]
t_{lim}	Durée limite d'infiltration de la solution pour que la condition de non échange soit respectée (7)	[T]
t_{sable}	Durée d'infiltration dans le sable de contact (4)	[T]
t_{sol}	Durée d'infiltration de la solution (3)	[T]

t_{stab}	Temps de stabilisation (2)	[T]
v_m	Vitesse moyenne de transport du soluté (2)	[LT ⁻¹]
w	Teneur en eau massique (2)	[MM ⁻¹]
z_0	Profondeur d'échantillonnage (3)	[L]

Symboles grecs

α	Coefficient d'échange entre les régions d'eau mobile et immobile (2)	[T ⁻¹]
β	Paramètre des équations d'infiltration TC et TL (2)	-
γ	Paramètre des équations d'infiltration TC et TL (2)	-
η	Paramètre de la relation conductivité hydraulique - teneur volumique en eau (2)	-
ε	Porosité (1)	-
λ	Dispersivité (2)	[L]
λ_c	Longueur capillaire (2)	[L]
λ_m	Taille moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels (2)	[L]
θ	Teneur volumique en eau (2)	[L ³ L ⁻³]
θ_0	Teneur volumique en eau à la pression imposée h_0 (2)	[L ³ L ⁻³]
θ_f	Teneur volumique en eau à la fin de l'infiltration (2)	[L ³ L ⁻³]
θ_{im}	Teneur volumique en eau immobile (2)	[L ³ L ⁻³]
θ_{ini}	Teneur volumique en eau initiale (2)	[L ³ L ⁻³]
θ_m	Teneur volumique en eau mobile (2)	[L ³ L ⁻³]
θ_r	Teneur volumique en eau résiduelle (2)	[L ³ L ⁻³]
θ_{sat}	Teneur volumique en eau à saturation (2)	[L ³ L ⁻³]
ρ_d	Masse volumique sèche (1)	[ML ⁻³]
ρ_s	Masse volumique des solides (1)	[ML ⁻³]
ρ_w	Masse volumique de l'eau (2)	[ML ⁻³]
σ	Constante de tension superficielle (2)	[MT ⁻²]
τ	Facteur de tortuosité (2)	-
ω	Nombre de Damkholer (2)	-
ψ	Succion (2)	[L]

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1 : LE SOL

Figure 1-1 : Classification des sols suivant l'USDA : le triangle textural.6

CHAPITRE 2 : CONCEPTUALISATION DES TRANSFERTS

Figure 2-1 : Schématisation de l'échange de soluté entre les régions d'eau mobile et immobile (d'après Novy-Quadri (1993)).27

CHAPITRE 3 : MATERIEL ET PROTOCOLE EXPERIMENTAL

Figure 3-1 : Représentation schématique de l'infiltromètre à disques.38

Figure 3-2 : Schéma de l'infiltromètre suivant la taille du disque utilisé.39

CHAPITRE 4 : CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE A L'AIDE DE L'INFILTROMETRIE A DISQUES

Figure 4-1 : Exemple de l'influence d'une couche de sable de contact S31 de 3 mm d'épaisseur ($\theta_{\text{sat}} = 0.410 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) sur l'infiltration cumulée (a) et sur la courbe $(\partial I / \partial \sqrt{t})(\sqrt{t})$ (b). Cas de l'infiltration dans un sol argileux avec $K_0 = 2.22 \times 10^{-4} \text{ mm/s}$, $S_0 = 0.288 \text{ mm/s}^{1/2}$, et $\Delta\theta = 0.664 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$52

Figure 4-2 : Représentation des domaines capillaire latéral et gravitaire pour l'infiltration aux temps courts pour deux rayons de disque ($\Delta\theta = 0.3 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$).55

Figure 4-3 : Exemple d'infiltration cumulée aux temps longs avec et sans sable de contact S31 (épaisseur = 3 mm, $\theta_{\text{sat}} = 0.410 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$), sur l'ensemble de l'infiltration

cumulée (a), aux temps longs (b). Cas de l'infiltration dans un sol argileux avec $K_0 = 2.22 \times 10^{-4}$ mm/s, $S_0 = 0.288$ mm/s^{1/2}, et $\Delta\theta = 0.664$ cm³/cm³.57

Figure 4-4 : Représentation des domaines capillaire latéral et gravitaire pour l'infiltration aux temps longs pour deux rayons de disque ($\Delta\theta = 0.3$ cm³/cm³).59

CHAPITRE 5 : ANALYSE DU TRANSPORT DE SOLUTE SOUS L'INFILTROMETRE, EN VUE DE LA CARACTERISATION HYDRODISPERSIVE

Figure 5-1 : Evolution de la concentration dans la phase mobile suivant la durée d'infiltration de la solution.72

Figure 5-2 : Comparaison des temps expérimentaux pour la méthode MoT et la méthode MuT.74

Figure 5-3 : Valeurs du nombre de Peclet et du nombre de Damkholer pour lesquelles f est estimée à 7% près et pour lesquelles il est impossible d'obtenir f avec une précision correcte, pour $T > 1$81

CHAPITRE 6: DESCRIPTION DE LA SIMULATION POUR L'ANALYSE CRITIQUE DES METHODES

Figure 6-1 : Distribution des sols de GRIZZLY dans le triangle textural de l'USDA (d'après Zammit (1999)).92

CHAPITRE 7: APPLICATION DE L'ANALYSE DE L'ECOULEMENT DE L'EAU SUR DONNEES SIMULEES

Figure 7-1 : Lames d'eau générées et flux associés pour le sable, l'argile et SL.102

Figure 7-2 : Résidu de la régression linéaire sur l'intervalle d'application de la méthode TL pour les essais d'infiltration sur le sable et sur l'argile, pour $h_0 = -200$ mm104

Figure 7-3 : Domaines gravitaire et capillaire latéral pour l'analyse TC (a) et l'analyse TL (b) ($r_d = 125$ mm), à $h_0 = 0$ mm et $h_0 = -200$ mm.107

Figure 7-4 : Ecart relatif entre les lames d'eau générées pour le sable, aux pressions imposées $h_0 = 0$ mm et $h_0 = -200$ mm, avec une conductivité initiale nulle et une conductivité initiale non nulle.111

Figure 7-5 : Utilisation des temps caractéristiques de l'écoulement de l'eau pour la détermination de t_{exp} , l'intervalle de régression linéaire de l'analyse aux temps courts (TC) et aux temps longs (TL).113

CHAPITRE 8 : CARACTERISATION HYDRODISPERSIVE SUR DONNEES SIMULEES

Figure 8-1. Valeurs limites de la dispersivité et de lame de solution infiltrée pour lesquelles l'incertitude d'estimation sur θ_{im} ne dépasse pas 10% et 20%. Cas des essais simulés pour Sa et pour LoSa.122

Figure 8-2 : Profils de concentration pour Sa calculés avec les valeurs vraies des paramètres (Tableaux (6-2) et (8-1(a))) et avec la valeur de f estimée au paragraphe (8-3) (Tableau (8-2(a))) et $\alpha = 0$125

Figure 8-3 : Profils de concentration pour LoSa calculés avec les valeurs vraies des paramètres (Tableaux (6-2) et (8-1(b))) et avec la valeur de f estimée au paragraphe (8-3) (Tableau (8-2(b))) et $\alpha = 0$ 126

Figure 8-4 : Ecart entre $Cr(z_0, t_{sol})$ calculée avec $\alpha \neq 0$ et $\alpha = 0$ en fonction de $PexT$129

CHAPITRE 9: CARACTERISATION HYDRODISPERSIVE IN SITU DE SOLS STRUCTURES

Figure 9-1 : Localisation géographique des bassins versants sur lesquels ont été menés les essais d'infiltrométrie (d'après Ambroise (1995)).133

Figure 9-2 : Schématisation de l'échantillonnage sous le disque ($r_d = 125$ mm) après infiltration d'eau et d'Oxygène 18 sur le site du Ringlebach. Niveaux H0, H1, H2, et W.	135
Figure 9-3 : Semi-variogrammes expérimentaux (approximés par un modèle sphérique) de la distribution d'eau et de soluté sous le disque à l'issue de l'essai sur le Ringlebach.....	136
Figure 9-4 : Distribution de teneur massique en eau dans le sol, à l'issue des essais d'infiltration sur le Ringlebach, sur les trois profondeurs échantillonnées.	138
Figure 9-5 : Distribution de concentration en ^{18}O dans le sol, à l'issue des essais d'infiltration sur le Ringlebach, sur les trois profondeurs échantillonnées.	139
Figure 9-6 : Profils finaux de teneur volumique en eau et de concentration normée en Oxygène 18, sous l'axe du disque à l'issue des essais d'infiltration sur le Ringlebach ($r_d = 125$ mm, $h_0 = -30$ mm)	141
Figure 9-7 : Courbes $(\partial I / \partial \sqrt{t})(\sqrt{t})$ et $(\partial I_{\text{corr}} / \partial \sqrt{t_{\text{corr}}})(\sqrt{t_{\text{corr}}})$ pour l'essai d'infiltration sur le Ringlebach ($r_d = 125$ mm, $h_0 = -30$ mm).	142
Figure 9-8 : Echantillonnage sous le disque à la fin de l'infiltration pour les essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm).....	147
Figure 9-9 : Distribution de teneur en eau massique sous le disque à la fin de l'infiltration pour chacun des essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm).....	148
Figure 9-10 : Distribution de soluté sous le disque à la fin de l'infiltration pour chacun des essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm)	149
Figure 9-11 : Lames infiltrées en fonction de la racine carrée du temps pour les essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm).....	152

Figure 9-12 : Caractérisation hydrodynamique à l'approche de la saturation pour les essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm). Conductivité hydraulique. Sorptivité. Taille moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels.....	153
Figure 9-13 : Variation de la fraction d'eau mobile en fonction de la taille moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels pour les essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm). .	156

CHAPITRE 10: CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE ET HYDRODISPERSIVE DE LA COUCHE TRAVAILLEE D'UN SOL LIMONEUX ENCROUTE

Figure 10-1 : Situation géographique du bassin versant d'étude (d'après Souchère et al. (1998))	159
Figure 10-2 : Coupe du sol en surface montrant la croûte sédimentaire sur la parcelle dégradée.....	162
Figure 10-3 : Schématisation du sol de la parcelle dégradée.	162
Figure 10-4: Variation en fonction du temps des lames infiltrées et du flux correspondants pour la parcelle dégradée.....	166
Figure 10-5 : Conductivité hydraulique et sorptivité pour les essais sur la parcelle dégradée.....	167
Figure 10-6 : Conductivité hydraulique et sorptivité pour le sol sous-jacent et la semelle de labour de la parcelle peu dégradée ($r_d = 40$ mm, $h_0 = -10$ mm).....	177
Figure 10-7 : Géométrie du domaine modélisé.	178
Figure 10-8 : Ajustement de la lame infiltrée en fonction du temps et du profil de teneur volumique en eau à la fin de l'infiltration sur les données expérimentales de l'essai Surface1 (Parcelle peu dégradée, $r_d = 40$ mm, $h_0 = -10$ mm).....	181

Figure 10-9 : Variation de q_{lat}/q_{vert} à la fin de la simulation de l'essai Surface1 en fonction de la profondeur, sous l'axe du disque($r = 0$, trait plein), et à sa périphérie($r = 40$ mm, trait en pointillés).	182
Figure 10-10 : Profil de teneur volumique en eau et de concentration en ^{18}O initiaux et à l'issue de l'essai Surface1 (assimilé à un essai sur croûte sédimentaire).....	184
Figure 10-11 : Profil de teneur volumique en eau et de concentration en ^{18}O initiaux et à l'issue de l'essai Surface2 (croûte structurale).....	185
Figure 10-12 : Profils de concentration sous l'axe du disque mesuré et simulé à l'issue de l'essai Surface2.	189
Figure 10-13 : Lames infiltrées en fonction du temps obtenues à partir des essais sur les croûtes sédimentaires (SED) et structurales (STR) plus ou moins développées ($h_0 = -10$ mm).	190

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE 1 : LE SOL

Tableau 1-1 : Description des différentes classes de porosité (d'après Luxmoore (1980)).	6
---	---

CHAPITRE 2 : CONCEPTUALISATION DES TRANSFERTS

Tableau 2-1 : Moteur dominant de l'écoulement suivant le temps d'infiltration.	22
---	----

CHAPITRE 3 : MATERIEL ET PROTOCOLE EXPERIMENTAL

Tableau 3-1 : Synthèse des données disponibles suivant le mode d'échantillonnage.	47
--	----

CHAPITRE 5 : ANALYSE DU TRANSPORT DE SOLUTE SOUS L'INFILTROMETRE, EN VUE DE LA CARACTERISATION HYDRODISPERSIVE

Tableau 5-1 : Conditions d'applicabilité des méthodes MoT et MuT dans l'espace ($I_{sol,i}$, q_{stab} , λ). Résultats de l'étude de Snow (1999).	80
Tableau 5-2 Récapitulatif des conditions d'estimation de f et D par la méthode MoT.	89

CHAPITRE 6: DESCRIPTION DE LA SIMULATION POUR L'ANALYSE CRITIQUE DES METHODES

Tableau 6-1 : Paramètres des équations (6-2) et (6-3) de Van Genuchten (1980) et Brooks et Corey (1964) pour les trois sols d'étude (avec $\theta_r = 0$).	94
--	----

Tableau 6-2 : Paramètres de la simulation du transport de soluté. Les données sont issues de Gaudet et al (1977) pour Sa et de Jensen et al. (1998) et Gupta et al. (1999) pour LoSa.....	95
---	----

CHAPITRE 7: APPLICATION DE L'ANALYSE DE L'ECOULEMENT DE L'EAU SUR DONNEES SIMULEES

Tableau 7-1 : Valeurs des paramètres de la simulation pour le sable	100
Tableau 7-2 : Valeurs des paramètres de la simulation pour l'argile	101
Tableau 7-3 : Valeurs des paramètres de la simulation pour SL	101
Tableau 7-4 : Ecart des valeurs de K_0 et S_0 ajustées suivant l'analyse aux temps courts (TC) et aux temps longs (TL), par rapport aux valeurs exactes	103
Tableau 7-5 : Comparaison entre t_{stab} (équation (2-30)), t_{geomod} (équation (2-28)), t_{grav} (équation (2-29)), et t_{exp} , l'intervalle de temps sur lequel ont été menées les analyses TC et TL, respectivement	105
Tableau 7-6 : Incertitudes relatives sur t_{stab} , t_{geomod} , et t_{grav} , calculées à partir des équations (4-24), (4-25), et (4-26), et avec $\Delta K_0/K_0$ et $\Delta S_0/S_0$ données dans le tableau (7-4)	109

CHAPITRE 8 : CARACTERISATION HYDRODISPERSIVE SUR DONNEES SIMULEES

Tableaux 8-1 : Valeurs de f et q pour chacune des simulations, et (a) pour Sa, (b) pour LoSa. Les grandeurs θ , D , et α , ne changent pas et sont celles présentées dans le tableau (6-2).....	116
Tableaux 8-2 : Résultats de l'estimation de f par la méthode MoT, (a) pour Sa, et (b) pour LoSa.....	117

Tableau 8-3 : Dispersivité $\lambda = D \times \theta_m / q_{stab1D}$ et lame de solution infiltrée $I_{sol} = q_{stab1D} \times t_{sol}$ pour les simulations sur Sa (a) et sur LoSa (b).....	118
--	-----

Tableau 8-4 : Valeurs du temps limite (équation (8-3)) pour les simulations sur Sa (a) et sur LoSa (b), et pour une incertitude d'estimation sur θ_{im} égale à 10%. Les durées d'infiltration de la solution sont $t_{sol} = 1200$ s pour Sa et $t_{sol} = 18000$ s pour LoSa	120
---	-----

Tableau 8-5 : Estimation du coefficient de dispersion par ajustement de la solution analytique du transport. Ecart par rapport à la valeur vraie.....	129
---	-----

CHAPITRE 9: CARACTERISATION HYDRODISPERSIVE IN SITU DE SOLS STRUCTURES

Tableau 9-1 : Résultats de la caractérisation hydrodynamique aux temps courts, et incertitudes relatives associées, pour l'essai sur le Ringlebach ($r_d = 125$ mm, $h_0 = -30$ mm).....	143
Tableau 9-2 : Durées d'infiltration de l'eau et de la solution, comparées aux temps gravitaire et géométrique modifiés pour l'essai sur le Ringlebach ($r_d = 125$ mm, $h_0 = -30$ mm).....	144
Tableau 9-3 : Récapitulatif des essais réalisés sur le Strengbach.....	146
Tableau 9-4 : Caractéristiques gravimétriques initiales et finales pour les essais sur le Strengbach	151
Tableau 9-5 Temps de stabilisation, temps gravitaire, temps géométrique modifié, et mode d'analyse, TC ou TL, pour les essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm)	154
Tableau 9-6 : Fraction d'eau mobile (le pourcentage entre parenthèses correspond à l'incertitude relative sur la valeur estimée, équation (9-2)), lame de solution infiltrée, durée d'infiltration de la solution, et temps caractéristique d'échange pour les essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm)	155

**CHAPITRE 10: CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE ET HYDRODISPERSIVE DE LA
COUCHE TRAVAILLEE D'UN SOL LIMONEUX ENCROUTE**

Tableau 10-1 : Synthèse des essais d'infiltration d'eau sur la parcelle dégradée	163
Tableau 10-2 : Caractéristiques gravimétriques pour les essais d'infiltration sur la parcelle dégradée (creux = croûte sédimentaire, bosse = croûte structurale)	165
Tableau 10-3 : Temps de stabilisation (équation (2-30)), temps gravitaire (équation (2-29), temps géométrique modifié (équation (2-28)), pour les essais sur les croûtes structurales de la parcelle dégradée.....	170
Tableau 10-4 : Synthèse des essais d'infiltration sur la parcelle peu dégradée.....	171
Tableau 10-5 : Caractéristiques gravimétriques pour les essais d'infiltrométrie sur la parcelle peu dégradée ($r_d = 40$ mm, $h_0 = -10$ mm)	174
Tableau 10-6 : Résultats de la caractérisation hydrodynamique avec la méthode d'analyse aux temps longs pour la parcelle peu dégradée ($r_d = 40$ mm, $h_0 = -10$ mm). Les incertitudes relatives calculées à partir des équations (4-22), (4-23), (4-24) sont données entre parenthèses.....	175
Tableau 10-7 : Paramètres d'entrée pour le sol sous-jacent	180
Tableau 10-8 : Paramètres issus de l'ajustement	182
Tableau 10-9 : Fraction d'eau mobile pour les trois horizons de la parcelle peu dégradée. Les incertitudes relatives ont été calculées à partir de l'équation (9-1).....	186
Tableau 10-10 : Valeurs des paramètres issus de l'ajustement de la solution analytique du transport sur le profil de concentration expérimentale pour l'essai Surface2.....	189
Tableau 10-11 : Caractéristiques hydrodynamiques des croûtes structurales suivant leur stade de développement.....	192

Tableau 10-12 : Masses volumiques sèches (exprimées en g/cm ³) estimées à partir des lames minces et des prélèvements de cylindres de sol non remaniés	194
--	-----

Introduction

L'industrialisation, l'urbanisation, l'intensification de l'agriculture, ou plus récemment l'apparition d'énergies nouvelles, ont considérablement augmenté la quantité de substances polluantes dans notre environnement, que ce soit dans l'atmosphère ou à la surface du globe terrestre. Dans ce dernier cas, le transport des polluants dans les sols vers les nappes par les eaux naturelles peut avoir des conséquences irréversibles sur la qualité des eaux souterraines, qui constituent notre réserve en eau potable.

D'autre part, l'intérêt croissant porté ces dernières années aux mécanismes de genèse des écoulements de crue, dans une optique de prévision, nécessite de connaître le rôle du sol dans les processus de transfert d'eau vers les rivières, que ce soit par écoulement hypodermique ou ruissellement. La maîtrise de l'altération des sols par érosion présente également un enjeu non négligeable, en termes de conservation des sols et des forêts.

Dans tous ces cas, l'influence du fonctionnement hydrodynamique et hydrodispersif de la zone non saturée des sols est capitale. Il est donc essentiel d'avoir une connaissance fine des processus de transfert de l'eau et des substances chimiques dans le sol, en conditions non saturées, et à l'approche de la saturation. Parmi ceux-ci, deux mécanismes ont un rôle prépondérant sur les temps de transferts : les écoulements préférentiels, et le piégeage d'eau qui limite les volumes effectivement concernés par le transfert.

Ces processus sont représentatifs du comportement du sol *in situ*. Leur étude en laboratoire permet sans conteste de travailler en conditions parfaitement contrôlées, et de mettre ainsi en évidence les mécanismes fondamentaux. Cependant, elle nécessite le plus souvent de remanier le sol, ce qui présente un inconvénient lorsque l'objectif recherché est quantitatif.

Les techniques d'investigation *in situ* permettent de s'affranchir de ce type d'inconvénient. Les cases lysimétriques par exemple constituent une transposition de la colonne de laboratoire au terrain (**Schoen** (1996a)). Le protocole opératoire est cependant lourd à mettre en œuvre, et exclu ainsi toute tentative d'étude de variabilité spatiale.

Dans cette optique, l'infiltromètre à disques est un outil simple à mettre en œuvre, qui permet de caractériser *in situ* les premiers centimètres du sol, vis à vis d'une part de ses propriétés hydrodynamiques, et d'autre part de ses propriétés hydrodispersives, lorsque son utilisation est couplée avec celle d'un traceur de l'écoulement de l'eau. Il donne une mesure locale des grandeurs hydrodynamiques et hydrodispersives.

Le traceur permet de suivre le mouvement de l'eau, qui est le vecteur principal du transport des espèces chimiques, que ce soit un polluant se déplaçant vers la nappe, ou des nutriments se déplaçant dans la zone racinaire. C'est également un outil intéressant en hydrologie, qui peut donner des informations sur l'origine spatio-temporelle des eaux de surface (**Ladouche** (1997)). Dans ce dernier cas, l'Oxygène 18 est communément utilisé, en tant que traceur intrinsèque à l'eau.

L'objectif de la présente étude est dans un premier temps de présenter et de discuter une méthode d'analyse simplifiée mais représentative de l'écoulement de l'eau et du transport de soluté, en vue de la caractérisation hydrodynamique et hydrodispersive des sols.

Le domaine d'applicabilité des méthodes et des instruments de mesures est limité par les hypothèses inhérentes à leur simplification. Il est donc nécessaire dans un deuxième temps d'évaluer ces hypothèses, en les associant à des grandeurs caractéristiques de l'écoulement de l'eau et du transport de soluté.

Le développement des méthodes d'analyse de données issues de l'infiltrométrie ayant pour but, en autres, de définir le comportement hydrodynamique et hydrodispersif des sols à l'approche de la saturation, une partie de la dernière étape de l'étude consiste à appliquer la méthode d'analyse à la caractérisation *in situ* de sols dont le comportement vis à vis de l'écoulement de l'eau et du transport de solutés présente une discontinuité. L'autre partie concerne un profil de sol hétérogène, car fortement sensible à l'encroûtement de surface.

Ainsi, quatre parties seront abordées ici. Un bref rappel des mécanismes fondamentaux intervenant dans le transfert de l'eau et le transport des solutés dans les sols, et une description de la conceptualisation mathématique utilisée pour les décrire sera donnée dans la *première partie* de ce mémoire. La modélisation du transport de soluté

considèrera que seulement une partie de l'eau du sol participe à l'écoulement, l'autre partie restant immobile.

Une description détaillée de l'outil infiltromètre + traceur sera donnée dans la *deuxième partie*. Les méthodes d'analyse des données expérimentales issues de l'infiltrométrie, pour la caractérisation hydrodynamique et hydrodispersive seront également présentées :

- la détermination de la conductivité hydraulique et de la sorptivité capillaire se fera par l'analyse aux temps courts et aux temps longs de l'infiltration (**Haverkamp et al.** (1994), **Smettem et al.** (1994)). L'analyse aux temps longs n'ayant jamais été décrite en détail pour les infiltromètres à pression contrôlée, nous nous attacherons à le faire ici.
- les méthodes de caractérisation mono-traçage (infiltration d'un seul traceur, **Clothier et al.** (1992)) et multi-traçage (infiltration d'une séquence de traceurs, **Jaynes et al.** (1995)) de la fraction d'eau mobile seront comparées et discutées. Ce sera la méthode mono-traçage qui sera appliquée par la suite, en raison de sa plus grande simplicité de mise en œuvre.
- une nouvelle méthode d'estimation du coefficient de dispersion, reposant sur la méthode mono-traçage, sera proposée.

Dans cette partie, des outils seront définis pour évaluer les hypothèses inhérentes à la mise en œuvre de chacun des points abordés ci-dessus : ce sont les temps caractéristiques de l'écoulement de l'eau et du transport de soluté.

La *troisième partie* du mémoire s'attachera à étudier et à critiquer les méthodes d'analyses aux temps courts et aux temps longs de l'écoulement de l'eau, et la méthode mono-traçage de caractérisation hydrodispersive, à partir de données simulées. Il sera notamment proposé dans cette partie des tests d'évaluation des hypothèses intrinsèques à chacune de ces méthodes. Ces tests seront relatifs aux conditions expérimentales (lame de solution infiltrée) et aux propriétés du milieu (fraction d'eau mobile, dispersivité, coefficient d'échange).

Enfin, les méthodes d'analyses seront appliquées dans la *quatrième partie* à des données issues d'expérimentations réalisées *in situ*. Trois sols particuliers seront étudiés. Les deux premiers sont des sols structurés, dont une partie de la porosité (macropores) est activée à l'approche de la saturation. Les méthodes de caractérisation hydrodynamique et

hydrodispersive présentées précédemment permettront notamment de définir le comportement de la fraction d'eau mobile lorsque la macroporosité est activée.

Le second sol est un sol hétérogène cultivé, fortement soumis à l'encroûtement de surface, ce facteur accentuant les processus de ruissellement et d'érosion. Le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de ce type de sol a principalement été étudié en laboratoire par le passé. L'analyse de l'écoulement de l'eau et du transport de soluté en conditions de terrain, renforcée à l'observation du réseau poral sur lames minces menées ici, minimisera le rôle des croûtes de surface sur la faible infiltrabilité du sol, par rapport au sol sous-jacent. En revanche, la méthode de détermination du coefficient de dispersion montrera ses limites.

Partie I

Mécanismes fondamentaux et outils théoriques

Chapitre 1

Le sol

1-1. INTRODUCTION

Le déplacement de l'eau et des solutés dans la zone non saturée dépend grandement des propriétés physiques du sol qui la constitue. Ce chapitre aura donc pour objet de décrire le milieu poreux particulier qu'est le sol.

1-2. DEFINITION - GENERALITES

Le sol tel que nous le représenterons ici est le résultat de la décomposition lente et continue, physique et chimique, des roches. Il sert de milieu de croissance et éventuellement de vie à diverses communautés d'organismes qui peuvent contribuer à faire varier ses propriétés physiques. Il interagit de plus avec l'atmosphère, et à ce titre il possède une influence sur le climat environnant et sur le cycle hydrologique. Il joue également le rôle de filtre bio-physico-chimique vis à vis de substances qui peuvent être polluantes pour les nappes souterraines (Hillel (1998)).

En tant que milieu poreux, le sol peut être considéré comme un **système triphasique**.

La **phase solide** ou matrice solide varie suivant sa **texture**, c'est à dire la proportion des différentes **classes texturales** qui la composent (sable, argile, limon), la taille des particules qui la constituent (inférieure à 0.002 mm pour les argiles, entre 0.5 mm et 2 mm pour les sables), leur forme, et leur orientation. Elle peut également contenir de la matière organique, agrégée sur les grains minéraux.

La classification texturale des sols utilisée dans le cadre de ce travail est celle de l'USDA (United State Department of Agriculture). Elle est illustrée par le **triangle textural**, montré sur la figure (1-1).

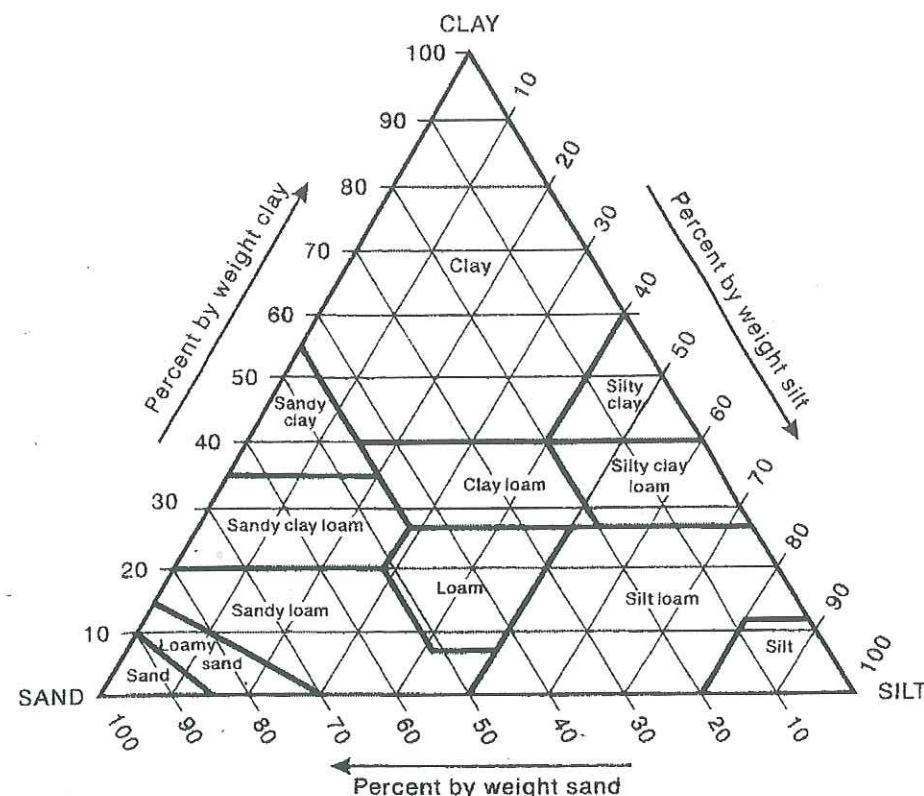


Figure 1-1 : Classification des sols suivant l'USDA : le triangle textural.

La **structure** de la matrice solide détermine la géométrie des pores, dans lesquels peuvent circuler plus ou moins librement les **phases liquide** et **gazeuse**. Dans notre cas, la phase liquide sera de l'eau ou une solution contenant une espèce chimique (soluté), et la phase gazeuse sera de l'air.

Quand la phase liquide est en mouvement dans le sol, on peut observer dans certains cas qu'une partie du liquide reste immobile. C'est le cas notamment du liquide piégé dans des pores en "cul-de-sac" ou à l'intérieur d'agrégats, sur lequel ni la gravité ni la capillarité n'ont d'effet. Cette particularité de la phase liquide a surtout de l'importance pour le déplacement des solutés.

Remarque : pour évoquer la phase liquide, nous parlerons d'eau, même si elle peut également être une solution.

1-3. HETEROGENEITE

Avant d'introduire le concept d'hétérogénéité dans les sols, il convient d'évoquer les différentes échelles d'espace auxquelles les physiciens du sol peuvent être confrontés. D'une manière générale, on en distingue trois (**Vauclin (1994)**) :

- l'échelle microscopique (le pore) grande devant les dimensions moléculaires,
- l'échelle macroscopique, du cm^3 au m^3 ,
- l'échelle mégascopique, le champ.

A l'échelle microscopique, chaque phase est considérée comme un milieu continu. La complexité de la géométrie à cette échelle entraîne d'importantes fluctuations des grandeurs locales. Cependant, c'est à cette échelle qu'il convient de se placer pour une compréhension fine des mécanismes mis en jeu dans les sols.

La difficulté d'une étude à l'échelle microscopique, liée à la complexité du milieu, conduit à considérer l'échelle macroscopique, en introduisant le Volume Élémentaire de Référence. Le fait d'introduire le concept du VER ne supprime évidemment pas l'hétérogénéité présente à l'échelle macroscopique.

Mais l'exemple d'hétérogénéité le plus souvent rencontré à cette échelle concerne la distribution de la taille des pores. Trois classes de porosité sont communément admises : la microporosité (porosité texturale), la mésoporosité (porosité structurale), et la macroporosité (porosité inter-agrégats). **Luxmoore** (1980) a décrit chacune des classes de porosité suivant la taille de pore équivalente et la dynamique des phénomènes s'y produisant, comme il est montré dans le tableau (1-1).

Tableau 1-1. : Description des différentes classes de porosité (d'après Luxmoore (1980))

Type de porosité	Diamètre de pore équivalent (µm)	Mécanisme de transfert d'eau dominant
<i>Micro porosité</i>	< 10	Evapotranspiration Ecoulement capillaire
<i>Mésoporosité</i>	Entre 10 et 1000	Drainage Ecoulement gravitaire
<i>Macroporosité</i>	> 1000	Ecoulement en chenal sur tout le profil de sol considéré

Enfin à l'**échelle mégascopique**, l'hétérogénéité spatiale des processus nécessite d'utiliser des concepts statistiques et géostatistiques. Or ces processus ne sont pas nécessairement aléatoires dans l'espace, et présentent bien souvent une structure horizontale et/ou verticale qu'il est important d'analyser et de prendre en compte dans la modélisation du milieu.

Remarque : les phénomènes de transfert d'eau et de soluté traités ici le seront à une échelle macroscopique (échelle du VER).

1-4 VARIABLES DESCRIPTIVES

Les caractéristiques physiques du sol, à l'échelle macroscopique, peuvent être formalisées à l'aide de variables calculées à partir de la masse et du volume de chacune des phases. Les plus communément utilisées sont les suivantes :

- la **masse volumique des solides** $\rho_s = \frac{M_s}{V_s}$ qui représente le rapport entre la masse et le volume des grains solides, respectivement M_s et V_s . Elle varie de 2.6 g/cm³ à 2.7 g/cm³, et elle est prise en moyenne égale à 2.65 g/cm³ (valeur qui correspond à la masse volumique du quartz). La valeur de la densité des solides augmente lorsque la matrice solide contient des minéraux lourds (comme l'oxyde de fer par exemple) et diminue en présence de matière organique.
- la **masse volumique sèche** $\rho_d = \frac{M_s}{V_t}$ qui représente la masse de la phase solide rapportée à V_t , le volume total du VER de sol. Elle dépend de la structure du sol et de son degré de compacité.
- la **porosité** $\varepsilon = \frac{V_v}{V_t}$ qui représente le ratio entre le volume occupé par les vides (ou les pores) V_v et le volume total du VER de sol. La porosité est un indicateur de la part de l'occupation du sol par l'espace poral. Elle s'exprime en fonction de la masse volumique des solides et de la masse volumique sèche suivant la relation :

$$\varepsilon = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \quad (1-1)$$

Remarques : au vu de la définition utilisée au paragraphe (1-2), le sol apparaît comme un milieu poreux potentiellement déformable. Il peut en effet être le siège de gonflements, de tassements ou d'altérations. Dans le cadre du travail présenté ici ces phénomènes seront négligés, et nous considérerons donc que les variables définies précédemment sont constantes au cours du temps.

Chapitre 2

Conceptualisation des transferts

2-1. INTRODUCTION

Au chapitre précédent, le sol a été représenté comme un milieu triphasique. La phase liquide (l'eau ou la solution d'une espèce chimique dans l'eau) ayant la liberté de se déplacer au sein de la matrice solide, ce paragraphe détaillera les **phénomènes physiques** liés à cette dynamique, et explicitera leur **représentation mathématique**. La première partie s'attachera à décrire le **transfert de l'eau** dans les sols, et la seconde le **transport des solutés**.

2-2. L'EAU

2-2-1. Variables descriptives

A une profondeur donnée, l'état hydrique du sol est entièrement caractérisé par deux variables :

- (i) **La teneur volumique en eau totale** $\theta = \frac{V_w}{V_t}$ (cm^3/cm^3), ou **humidité**

volumique, qui est le rapport entre le volume d'eau V_w contenu dans un VER de sol V_t . Elle traduit le **taux d'humidité** du sol. En milieu poreux totalement sec, la teneur volumique en eau θ s'annule. Dans la pratique, la valeur minimale de θ est la teneur en eau résiduelle θ_r , avec $\theta_r > 0$. Sa valeur maximale est la porosité ε , et elle est atteinte lorsque tout l'espace poral est rempli d'eau. Le milieu est saturé pour $\theta = \theta_{\text{sat}}$, la teneur volumique en eau à **saturation**. Généralement θ_{sat} est inférieure à la porosité ε (air piégé).

S'il existe de plus une partie de l'eau qui ne participe pas au mouvement, il est possible de différencier dans θ :

- la teneur volumique en eau mobile $\theta_m = \frac{V_{wm}}{V_t}$
- la teneur volumique en eau immobile $\theta_{im} = \frac{V_{wim}}{V_t}$,

où V_{wm} et V_{wim} sont respectivement les volumes d'eau mobile et immobile contenus dans V_t .

La teneur volumique en eau totale peut ainsi s'écrire de la manière suivante :

$$\theta = \theta_m + \theta_{im} \quad (2-1)$$

Remarque : on pourra parler également de **teneur en eau massique**, ou **humidité pondérale**, définie par $w = \frac{M_w}{M_s}$ où M_w est la masse d'eau contenue dans un échantillon de sol de masse sèche M_s . Elle est obtenue par gravimétrie (voir chapitre (3)), et donne accès à la teneur volumique en eau par la relation

$$\theta = \frac{\rho_d}{\rho_w} \cdot w \quad (2-2)$$

- (ii) **La pression capillaire exprimée en hauteur d'eau, ou potentiel matriciel, h.** Elle est due à la discontinuité présente à l'interface de la phase gazeuse et de la phase liquide (air/eau) non miscibles, et elle est caractérisée par la tension superficielle du liquide σ (pour l'eau à 10°C, $\sigma = 0.075 \text{ N.m}^{-1}$). La pression capillaire de l'eau p_c est alors la différence entre p_w la pression du fluide mouillant (l'eau) et p_a la pression du fluide non mouillant (l'air). La loi de Laplace permet d'écrire la pression capillaire en fonction de la constante de tension superficielle σ et de r_p la dimension caractéristique du pore considéré, suivant la relation :

$$p_c = p_a - p_w = \frac{2\sigma}{r_p} \quad (2-3)$$

En physique du sol, il est commun d'exprimer les pressions en **hauteur d'eau équivalente h**, en utilisant l'égalité :

$$h = \frac{p_c}{\rho_w g} \quad (2-4)$$

Si le milieu est saturé, la pression capillaire est nulle. Dans le cas où $\theta < \theta_{sat}$, la pression de l'eau est inférieure à la pression de l'air, et si celle-ci est prise égale à la pression atmosphérique, alors $h < 0$. Pour manipuler des grandeurs positives, on peut dans ce cas lui préférer l'utilisation de la **succion** $\psi = -h$.

2-2-2. Equations d'écoulement d'eau en milieu non saturé

Dans le cadre de ce travail, nous ne traiterons que le transfert de l'eau dans les sols non saturés, mais proches de la saturation. Le cas particulier de la dynamique de l'eau en milieu poreux saturé est évoqué en détail dans différents ouvrages de synthèse, et notamment dans **Musy et Soutter** (1991).

Comme tout élément, l'eau du sol peut contenir de l'énergie en quantité et forme variables. A une profondeur donnée dans le sol et pour l'étude menée ici, cette énergie est la somme de l'**énergie capillaire**, évoquée au paragraphe précédent, et de l'**énergie gravitaire**, due aux forces de gravité. A une profondeur z du sol, et si l'axe des altitudes est orienté vers le bas, l'énergie gravitaire exprimée en hauteur d'eau sera $-z$. L'énergie totale, ou la **charge hydraulique H**, aura donc pour expression (en hauteur d'eau équivalente) :

$$H = h - z \quad (2-5)$$

Tout corps en mouvement tend à diminuer son énergie potentielle totale, et se déplace donc dans le sens des potentiels décroissants. Cela s'exprime par la **loi de Darcy généralisée**, qui donne la proportionnalité entre **q**, le **débit volumique par unité de surface** (ou **flux**) et $\vec{\nabla}H$, le gradient de charge hydraulique, suivant la relation :

$$\vec{q} = -K(\theta) \cdot \vec{\nabla}H \quad (2-6)$$

On définit ainsi le terme de proportionnalité $K [L \cdot T^{-1}]$ comme la **conductivité hydraulique** du milieu homogène et isotrope considéré. Ce paramètre traduit la résistance à l'écoulement, due aux frottements de l'eau sur la matrice solide, et aux frottements internes au liquide. C'est une **grandeur caractéristique** du milieu considéré, pour un fluide et une température donnés. Elle dépend de la texture et de la structure du sol considéré, et de la teneur en eau (à saturation la conductivité hydraulique est constante et atteint sa valeur maximale K_{sat}).

En calculant le bilan des masses d'eau entrantes et sortantes d'un volume de sol et pendant un intervalle de temps donnés, et la variation de masse d'eau dans ce même volume, pendant le même intervalle de temps, on obtient l'**équation de conservation de la masse d'eau** :

$$\bar{V} \cdot \bar{q} = -\frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (2-7)$$

L'équation générale des transferts d'eau en milieu non saturé ou **équation de Richards**, s'obtient en couplant les équations (2-6) et (2-7) et s'exprime sous la forme suivante :

$$\bar{V} \cdot (K(\theta) \cdot \bar{\nabla} H) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (2-8)$$

Cette équation, fortement non linéaire de part les importantes variations de K avec la teneur volumique en eau, a été résolue numériquement dans de nombreuses études, chacune s'attachant à traiter un cas particulier du transfert de l'eau (**Aboujaoudé** (1991) dans le cas d'un sol encroûté, **Bastos-Quadri** (1993) pour l'infiltration axisymétrique tridimensionnelle, **Simunek et al.** (1996) pour un écoulement bidimensionnel,...). Mais l'utilisation de modèles numériques nécessite la caractérisation hydrodynamique complète du sol, c'est à dire la connaissance des relations entre h , θ , et K .

2-2-3. Relations caractéristiques

La connaissance des relations existant entre les paramètres hydrodynamiques K , h et θ d'un sol est indispensable pour l'étude des processus de transport. L'utilisation *in fine* de ces relations dans des modèles numériques de prévision nécessite qu'elles soient continues.

Une revue des fonctionnelles $\theta(h)$, $K(\theta)$ et $K(h)$ les plus utilisées est donnée dans **Fuentes et al.** (1992). Le formalisme utilisé dans le cadre de ce travail, et décrit ici, est celui de **Van Genuchten** (1980) pour $\theta(h)$, et **Brooks et Corey** (1964) pour $K(\theta)$.

2-2-3-a. Teneur volumique en eau – Pression capillaire

La relation entre θ et h est la **courbe de rétention d'eau**. Elle dépend de la structure du sol considéré, de sa texture, et peut montrer une forte hystérésis suivant qu'elle est représentée en drainage ou en infiltration (**Thony** (1970)). Le formalisme décrit par **Van Genuchten** (1980) est le suivant :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{sat} - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad (2-9)$$

où θ_r est la teneur volumique en eau résiduelle. Le paramètre $h_g [L]$ est un **paramètre de normalisation** en relation avec la **structure** et la **texture** du sol considéré (**Zammit** (1999)). Les **paramètres de forme** n et m varient avec la **texture** du sol. Ils sont interdépendants, et liés suivant l'expression (**Fuentes et al.** (1992)) :

$$m = 1 - \frac{k}{n} \quad (2-10)$$

où k est un nombre entier avec $k < n$. La valeur de k dépend du formalisme utilisé pour décrire la relation $K(\theta)$. L'approche de **Burdine** (1953) donne $k = 2$, et celle de **Mualem** (1976) fixe la valeur de k à 1.

Remarque : du fait de l'hystérésis, les paramètres de forme et d'échelle h_g , n , et m , définis précédemment, ainsi que la teneur en eau résiduelle θ_r , ont des valeurs numériques différentes suivant que $h(\theta)$ est écrite en drainage ou en infiltration.

2-2-3-b. Conductivité hydraulique – Teneur volumique en eau

La conductivité hydraulique sera décrite en fonction de θ , la relation $K(\theta)$ montrant un caractère hystérétique négligeable par rapport à $K(h)$ (**Thony** (1970)). La fonctionnelle $K(\theta)$ utilisée ici est celle décrite par **Brooks et Corey** (1964) :

$$\frac{K}{K_{\text{sat}}} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{\text{sat}} - \theta_r} \right)^\eta \quad (2-11)$$

où η est un paramètre de forme.

L'intérêt de l'utilisation conjointe des équations de **Brooks et Corey** (1964) (équation (2-11)) et de **Van Genuchten** (1980) (équation (2-9)), associée à la condition de **Burdine** (1953) ($k = 2$ dans l'équation (2-20)), réside dans le caractère plus général de ce formalisme, qui peut être appliqué à une gamme de sols plus étendue que d'autres fonctionnelles (**Fuentes et al.** (1992)).

Il existe de plus une relation entre les paramètres de forme de $h(\theta)$ et $K(\theta)$. **Fuentes et al.** (1992) l'ont exprimée en fonction d'une variable p , dépendante de la tortuosité de l'espace poral, suivant l'expression :

$$\eta = \frac{2}{m \cdot n} + 2 + p \quad (2-12)$$

L'unique condition sur p étant $p \geq -1/m$.

Remarques : - la relation $K(\theta)$ étant supposée non-hystérétique, les paramètres η , et θ_r sont ici identiques en drainage et en infiltration.

- la relation entre les paramètres de $h(\theta)$ et $K(\theta)$ (équation (2-12)) est écrite en infiltration.

2-2-4. Description de l'infiltration

L'infiltration est le terme désignant le processus d'entrée d'eau (ou d'une solution) dans le sol, à travers toute la surface du sol ou une partie seulement. Les solutions analytiques au problème d'infiltration sont données en terme de **lame infiltrée I** (ou **infiltration cumulée**), qui représente le volume d'eau infiltré par unité de surface de sol.

Le **flux d'infiltration** en fonction du temps $q(t)$ est alors donné par l'expression :

$$q(t) = \frac{dI}{dt} \quad (2-13)$$

Il n'existe pas à notre connaissance de solution analytique générale exacte à l'équation des transferts d'eau. La base des équations que nous utiliserons est donnée par **Philip** (1957), pour une infiltration monodimensionnelle en milieu semi-infini homogène avec les conditions initiales et aux limites suivantes :

- si $t < 0$ et $z \geq 0$ alors $\theta = \theta_{\text{ini}}$
- si $t \geq 0$ et $z = 0$ alors $\theta = \theta_0$

Philip a ainsi obtenu pour la lame d'eau infiltrée une solution en série du temps :

$$I(t) = K_{\text{ini}} t + \sum_{j=1}^{\infty} S_j(\theta_{\text{ini}}, \theta_0) t^{j/2} \quad (2-14)$$

où $K_{\text{ini}} = K(\theta_{\text{ini}})$. En supposant un sol suffisamment sec initialement pour que $K_{\text{ini}} = 0$, Philip a réduit l'équation (2-14) à :

$$I(t) = S\sqrt{t} + At \quad (2-15)$$

dans le cas d'une **infiltration monodimensionnelle verticale**, et **pour des temps suffisamment courts**. L'intervalle de temps sur lequel la solution de Philip converge dépend des caractéristiques du sol et des conditions initiales et aux limites (**Haverkamp et al.** (1977)).

Le premier terme de la série de l'équation (2-14), qui apparaît dans l'équation (2-15) est la **sorptivité capillaire S** [$L \cdot T^{-1/2}$]. Ce paramètre traduit la capacité du sol à absorber de l'eau par capillarité, et dépend essentiellement de $\Delta\theta$, la variation de teneur volumique en eau entre le début et la fin de l'infiltration. On l'exprimera malgré tout en fonction de la teneur en eau à la fin de l'infiltration, et on écrira $S_0 = S(\theta_0)$.

Le deuxième terme de l'équation (2-15) traduit **les effets de la gravité** sur le processus d'infiltration. Le paramètre A est généralement pris dans l'intervalle $[K_0/3 ; 2K_0/3]$ avec $K_0 = K(\theta_0)$ (**Talsma et Parlange** (1972)).

Smettem et al. (1994) et **Haverkamp et al.** (1994) ont étendu le problème au cas de l'infiltration à partir d'une source circulaire. Ils ont ainsi mis en évidence que le caractère axisymétrique tridimensionnel de l'écoulement se traduisait par un terme proportionnel au

temps. La différence entre I_{1D} , la lame infiltrée monodimensionnelle et I_{3D} , la lame infiltrée tridimensionnelle s'écrit ainsi :

$$I_{3D} - I_{1D} = \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta \theta} t \quad (2-16)$$

Le paramètre γ traduit les effets de la gravité dans le caractère tridimensionnel de l'infiltration. Il prend sa valeur dans l'intervalle $[0.6; 0.8]$.

L'équation d'infiltration axisymétrique tridimensionnelle résultante, valable pour une gamme de temps allant de zéro à l'infini, prend la forme :

$$2 \frac{(K_0 - K_{ini})^2}{S_0^2} t = \frac{2}{1-\beta} \frac{K_0 - K_{ini}}{S_0^2} \left(I_{3D} - K_{ini} t - \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta \theta} t \right) - \frac{1}{1-\beta} \ln \left\{ \exp \left(\frac{2\beta(K_0 - K_{ini})}{S_0^2} \right) \cdot \left(I_{3D} - K_{ini} t - \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta \theta} t \right) + \beta - 1 \right\} \cdot \beta^{-1} \quad (2-17)$$

Le paramètre β dont la valeur se situe dans l'intervalle $[0; 1]$ est donné par l'équation :

$$\beta = 2 - 2 \frac{\int_{\theta_{ini}}^{\theta_0} \left(\frac{K - K_{ini}}{K_0 - K_{ini}} \right) \left(\frac{\theta_0 - \theta_{ini}}{\theta - \theta_{ini}} \right) D_c(\theta) d\theta}{\int_{\theta_{ini}}^{\theta_0} D_c(\theta) d\theta} \quad (2-18)$$

où $D_c [L^2 \cdot T^{-1}]$ est la diffusivité capillaire avec :

$$D_c(\theta) = K(\theta) \cdot \frac{\partial h}{\partial \theta} \quad (2-19)$$

L'équation (2-17) étant d'une évidente complexité à mettre en œuvre, **Haverkamp et al.** (1994) en ont considéré un développement en **régime d'écoulement transitoire**. L'extension de l'équation (2-17) pour un temps limité conduit à exprimer la lame infiltrée de la manière suivante :

$$I_{3D} = S_0 \sqrt{t} + \left(K_{ini} + \frac{2-\beta}{3} (K_0 - K_{ini}) + \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta \theta} \right) t \quad (2-20)$$

(1) (2) (3)

Les différents termes de l'équation (2-20) définissent :

- (1) la part du volume infiltré par capillarité verticale,
- (2) la part du volume infiltré par gravité,
- (3) la part du volume infiltré par capillarité latérale (liée à la géométrie axisymétrique tridimensionnelle de l'infiltration).

En faisant tendre le rayon de la source r_a vers l'infini, on retrouve l'expression de Philip (équation (2-14)) pour le cas monodimensionnel.

Au bout d'un temps d'infiltration suffisamment important, l'expression (2-20) n'est plus valable, et l'équation (2-17) s'écrit :

$$I_{3D} = \left(K_0 + \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta \theta} \right) t + \frac{S_0^2}{2(K_0 - K_{ini})(1-\beta)} \ln \left(\frac{1}{\beta} \right) \quad (2-21)$$

(4) (5)

Les termes (4) et (5) désignent dans l'écoulement la contribution de la gravité et des effets latéraux de capillarité, respectivement.

Le flux correspondant sera :

$$q_{3D} = \frac{dI_{3D}}{dt} = K_0 + \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta \theta} \quad (2-22)$$

La forme de l'équation (2-22) est en adéquation avec l'analyse en régime asymptotique de **Wooding** (1968) pour lequel le flux aux temps infinis s'exprime de la manière suivante :

$$q_{\infty} = K_0 + \frac{4b}{\pi} \frac{S_0^2}{r_d \Delta \theta} \quad (2-23)$$

où b est un paramètre de forme de la diffusivité capillaire D_c définie par l'équation (2-19), avec $0.5 < b < \pi/4$, et dont la valeur communément admise pour des sols en place est 0.55 (**White et Sully**, (1987)). Dans ce cas, et si $\gamma = 0.75$ (**Haverkamp et al.** (1994)), alors les équations (2-22) et (2-23) sont compatibles.

Remarques : - il est intéressant de noter que les termes gravitaire et capillaire latéral des équations (2-20) et (2-21) sont constants au cours du temps. La part de solution infiltrée par gravité par rapport à celle infiltrée par capillarité latérale est donc invariante.

- le choix de temps limites d'application des équations (2-20) et (2-21) sera explicité par la suite.

2-2-5. Temps et longueurs caractéristiques de l'écoulement de l'eau

Nous allons considérer dans tout ce qui suit que la source de l'eau infiltrée dans le sol est circulaire. L'infiltration sera donc axisymétrique tridimensionnelle. De plus les teneurs en eau initiales seront suffisamment faibles pour que K_{ini} soit négligeable devant K_0 .

A partir des paramètres hydrodynamiques K et S , il est possible d'inférer d'autres grandeurs caractéristiques de l'écoulement de l'eau dans le sol. Ce sont des temps et des longueurs définissant ce qui, entre **capillarité**, **gravité** et **géométrie de la source** d'eau, domine l'écoulement pendant l'infiltration multidimensionnelle (**White et Sully** (1987)).

La **longueur capillaire** λ_c correspond à l'importance des **forces capillaires** par rapport aux **forces gravitaires** dans les écoulements multidimensionnels. Son expression générale est la suivante :

$$\lambda_c = [K(h_0) - K(h_{ini})]^{-1} \int_{h_{ini}}^{h_0} K(\Psi) d\Psi \quad (2-24)$$

White et Sully (1987) l'ont exprimée en fonction de la sorptivité et de la conductivité hydraulique, suivant la relation :

$$\lambda_c = \frac{b \cdot S_0^2}{\Delta\theta \cdot K_0} \quad (2-25)$$

La théorie de la capillarité permet de définir à partir de λ_c la **taille moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels à la pression h_0** , $\lambda_m(h_0)$ suivant la relation :

$$\lambda_m(h_0) = \frac{\sigma}{\rho_w g \lambda_c} \quad (2-26)$$

C'est une grandeur macroscopique, qui représente effectivement une dimension moyenne de pore.

Au bout d'un certain temps d'infiltration, la géométrie du système devient dominante sur le caractère initial monodimensionnel de l'écoulement capillaire. Pour représenter ce phénomène, **Philip** (1969) a défini le **temps géométrique** t_{geom} :

$$t_{geom} = \left(\frac{\lambda_s \Delta\theta}{S_0} \right)^2 \quad (2-27)$$

en introduisant λ_s , la dimension caractéristique de la source d'eau. Dans le cas de l'infiltration axisymétrique tridimensionnelle, λ_s sera le rayon de la source r_d .

Dans sa définition du temps géométrique, **Philip** (1969) n'a pas tenu compte de l'effet de la gravité sur le caractère tridimensionnel de l'infiltration, qui se traduit par le paramètre γ (voir équation (2-16)). Nous avons donc exprimé le **temps géométrique modifié**, t_{geomod} , de la manière suivante :

$$t_{geomod} = \left(\frac{r_d \Delta\theta}{\gamma S_0} \right)^2 \quad (2-28)$$

Le **temps gravitaire** t_{grav} , a été introduit en premier lieu par **Philip** (1969) pour définir l'intervalle de temps sur lequel sa solution en série à l'infiltration monodimensionnelle (équation (2-15)) converge. Il est défini par :

$$t_{grav} = \left(\frac{S_0}{K_0} \right)^2 \quad (2-29)$$

Physiquement t_{grav} représente l'ordre de grandeur du temps pour lequel les effets de la **gravité** sur l'écoulement deviennent aussi importants que les effets de la **capillarité**, pour un écoulement monodimensionnel.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Dans l'esprit où il a été introduit par **Philip** (1969) pour définir l'intervalle de convergence de sa solution analytique, le temps gravitaire a été couramment utilisé pour définir le temps nécessaire pour approcher le régime d'écoulement permanent en infiltration axisymétrique tridimensionnelle.

Thony et al. (1991) et **Haverkamp et al.** (1994) l'ont ainsi défini comme étant la limite supérieure ou inférieure d'application des équations d'infiltration aux temps courts (équation (2-20)) et aux temps longs (équation (2-21)), respectivement.

Mais en infiltration axisymétrique tridimensionnelle, deux phénomènes participent à l'établissement du régime permanent :

- la gravité, caractérisée par K_0 ,
- les effets capillaires latéraux, caractérisés par le terme $\gamma S_0^2 / r_d \Delta \theta$.

C'est pourquoi **Vandervaere** (1995) a proposé un autre temps caractéristique pour définir le temps d'apparition du régime pseudo-permanent. Il est noté t_{stab} , et s'écrit :

$$t_{stab} = \left(\frac{S_0}{K_0 + \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta \theta}} \right)^2 \quad (2-30)$$

Quand le régime d'écoulement permanent est établi, le temps capillaire t_{cap} définit le rapport entre les forces capillaire et gravitaire. Il s'écrit :

$$t_{cap} = \frac{\Delta \theta \cdot \lambda_c}{K_0} \quad (2-31)$$

En comparant les temps caractéristiques définis ici, il est possible de déterminer à un temps donné ce qui va contribuer de manière prédominante au volume infiltré lors d'un écoulement multidimensionnel, entre les effets de la **capillarité verticale**, de la **gravité**, ou de la **capillarité latérale liée à la géométrie** (**White et Sully**, (1987)).

En effet, si $t_{geomod} < t_{cap}$, alors la géométrie domine la capillarité verticale avant que la gravité n'apparaisse. Et dans le cas où $t_{geomod} > t_{cap}$, la gravité intervient dans l'écoulement avant que les effets de la géométrie ne soient visibles.

En résumé, les temps d'apparition des différents moteurs de l'écoulement de l'eau pourront être schématisés comme dans le tableau (2-1).

Tableau 2-1 : Moteur dominant de l'écoulement suivant le temps d'infiltration.

$t_{geomod} < t_{cap}$			
	$t = 0$	$t = t_{geomod}$	$t = t_{cap}$
Phénomène prédominant	Capillarité verticale	Capillarité latérale	Gravité
$t_{geomod} > t_{cap}$			
	$t = 0$	$t = t_{cap}$	$t = t_{geomod}$
Phénomène prédominant	Capillarité verticale	Gravité	Capillarité latérale

2-3. LE SOLUTE

2-3-1. Introduction

Le mouvement des solutés dans les sols est étroitement associé à celui de l'eau. Il est cependant plus complexe, puisque le soluté se déplace à la fois *avec* l'eau et *dans* l'eau. En effet, trois processus contrôlent le déplacement des espèces chimiques :

- **la convection ou advection** : les particules de soluté sont transportées par l'eau en écoulement, et c'est l'hydrodynamique qui contrôle le phénomène.
- **la diffusion moléculaire** : les particules de soluté en solution dans de l'eau au repos se déplacent par agitation moléculaire. Physiquement le phénomène est influencé par la tortuosité du chemin d'écoulement, c'est à dire par la structure du sol, et par la teneur en eau. Le transport par diffusion moléculaire est souvent négligeable devant la convection.

- la **dispersion hydrodynamique** : les particules de soluté en mouvement convectif se déplacent par diffusion autour de la trajectoire convective moyenne. Ce phénomène est dû à la distribution hétérogène des vitesses dans un pore, et entraîne un étalement du soluté autour du front convectif pur.

Remarque : on ne traitera pas dans le cadre de ce travail le cas des espèces chimiques interagissant avec la matrice solide. Les solutés étudiés resteront donc en phase liquide, et il n'y aura ni production ni dégradation. Ils seront pour cette raison considérés comme des **traceurs** de l'écoulement de l'eau.

2-3-2. Variables descriptives

C'est la quantité de particules de soluté en solution dans l'eau du sol qui est à la base de la représentation du mouvement des traceurs dans les sols. Elle sera exprimée en terme de concentration. La présence éventuelle dans la phase liquide de zones stagnantes (voir paragraphe (1-2)) conduit à considérer trois types de **concentration** :

- la **concentration de soluté dans la phase d'eau mobile** $C_m = \frac{n_m}{V_{wm}}$, qui définit la quantité de soluté n_m présente dans V_{wm} , le volume d'eau mobile contenu dans un VER.
- la **concentration de soluté dans la phase d'eau immobile** $C_{im} = \frac{n_{im}}{V_{wim}}$, qui définit la quantité de soluté n_{im} présente dans V_{wim} , le volume d'eau immobile contenu dans un VER.
- la **concentration totale de soluté dans le VER** $C = \frac{n}{V_w}$, qui définit la quantité totale de soluté présente dans V_w , le volume totale d'eau contenu dans un VER.

En considérant que la quantité totale de soluté dans un VER se répartit entre la phase mobile et la phase immobile, alors il vient :

$$\theta C = \theta_m C_m + \theta_{im} C_{im} \quad (2-32)$$

Remarques : - une revue des unités utilisées pour exprimer les concentrations est donnée dans **Schoen** (1996). Nous utiliserons par la suite les concentrations normées, c'est à dire rapportées à la concentration de la solution injectée C_0 .

- dans tout ce qui suit, les indices m et im se rapporteront aux grandeurs relatives aux phases mobiles et immobiles respectivement. L'absence d'indice fera référence au milieu dans son ensemble.

2-3-3. Equations du transport

Le transport d'un soluté suivant les processus définis précédemment, dans un milieu où une partie de la phase liquide reste immobile, peut être conceptualisé à l'aide du modèle de **convection-dispersion à deux régions d'eau**, ou modèle **MIM** (pour Mobile-Immobile, **Coats et Smith** (1964)).

L'équation de conservation de la masse pour le soluté est la suivante :

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot \vec{J}_s \quad (2-33)$$

Le **flux de soluté** \vec{J}_s se compose d'un flux **convectif** \vec{J}_C , **dispersif** et **diffusif** \vec{J}_D (**Jury et Roth** (1990)), qui s'écrivent :

$$\vec{J}_C = \vec{q} \cdot C_m \quad (2-34.a)$$

$$\vec{J}_D = -D\theta \cdot \vec{\nabla} C \quad (2-34.a)$$

Ainsi, en combinant les expressions (2-32), (2-33), et (2-34), il vient :

$$\frac{\partial \theta_m C_m}{\partial t} + \frac{\partial \theta_{im} C_{im}}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot (\theta_m D_m \vec{\nabla} C_m) + \vec{\nabla} \cdot (\theta_{im} D_{im} \vec{\nabla} C_{im}) - \vec{\nabla} \cdot (\theta_m v_m C_m) \quad (2-35)$$

La **vitesse moyenne de transport du soluté** (ou vitesse de pore) v_m s'écrit :

$$v_m = \frac{q}{\theta_m} \quad (2-36)$$

Les paramètres D_m et D_{im} [$L^2 \cdot T^{-1}$] sont les **coefficients de diffusion-dispersion** dans les phases mobile et immobile respectivement. Ils dépendent de la tortuosité du chemin d'écoulement, de la vitesse d'écoulement et de la teneur en eau.

Dans la phase mobile, D_m englobe à la fois les effets de la dispersion hydrodynamique autour de la ligne moyenne d'écoulement, et de la diffusion moléculaire. Dans la phase immobile, les vitesses convectives sont nulles, et seule la diffusion moléculaire entre en compte.

Dans de nombreux cas où la diffusion moléculaire sera petite devant la dispersion hydrodynamique (**Brusseau** (1993)), D_{im} sera négligé, et l'équation (2-35) sera simplifiée :

$$\frac{\partial \theta_m C_m}{\partial t} + \frac{\partial \theta_{im} C_{im}}{\partial t} = \bar{V}(\theta_m D \bar{V} C_m) - \bar{V}(\theta_m v_m C_m) \quad (2-37)$$

(1) (2) (3)

avec dans ce cas $D = D_m$.

Etant donné que D traduit "l'étalement" du soluté en écoulement dans un milieu poreux, il serait juste de considérer que D augmente avec la longueur du chemin d'écoulement (**Gelhar et al.** (1992), **Zhang et al.** (1995), **Ellsworth et al.** (1996)). Nous considérerons cependant ici que D reste constant pour une vitesse et une teneur en eau données, sur toute la profondeur de l'infiltration.

*Remarque : une présentation détaillée de D est donnée dans **Gaudet** (1978) et dans **Novy-Quadri** (1993).*

Dans le cas général, les effets de la dispersion hydrodynamique et de la diffusion moléculaire s'ajoutent dans la phase mobile. Ils sont représentés respectivement par λ , la **dispersivité** [L], et D_0 [$L^2 \cdot T^{-1}$], le **coefficient de diffusion moléculaire dans l'eau pure** du soluté considéré. Il en résulte pour D l'expression suivante (**Pfannkuch** (1963)) :

$$D = \lambda v_m + \frac{1}{\tau} D_0 \quad (2-38)$$

où τ est le facteur de tortuosité du milieu ($\tau > 1$). Il est intéressant de noter que lorsque la diffusion moléculaire est négligeable devant la dispersion hydrodynamique, la variation de D est linéaire avec la vitesse moyenne v_m .

Les différents termes du bilan de masse apparaissant dans l'équation du transport (2-37) représentent ainsi respectivement :

- (1) le taux d'accumulation et de restitution de soluté dans le VER,
- (2) le transport de masse par dispersion,
- (3) le transport par convection à la vitesse moyenne v_m .

Dans la modélisation de **Coats et Smith** (1964), les échanges **diffusifs** de soluté entre les régions d'eau mobile et immobile sont formalisés par une cinétique au premier ordre, suivant l'expression :

$$\theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \alpha (C_m - C_{im}) \quad (2-39)$$

Le **coefficient d'échange** α [T^{-1}] est extrêmement complexe à caractériser, car il dépend de nombreux paramètres.

La vitesse de pore semble avoir le plus d'influence sur α : **Van Genuchten et al.** (1977), **Nkeddi-Kizza et al.** (1983), **De Smedt et al.** (1986), **Kookana et al.** (1993), **Casey et al.** (1997), ont montré que α augmentait avec v_m . Ce phénomène est attribué à deux processus (**Maraqua et al.** (1999)) :

- au mélange dans la phase mobile, qui est plus efficace à grande vitesse de pore,
- à la décroissance de la teneur en eau immobile liée à l'augmentation de la vitesse de pore. Cela entraîne une diminution de la longueur **des chemins de diffusion**.

La diminution du coefficient d'échange quand la taille des agrégats augmente (**Rao et al.** (1980), **Nkeddi-Kizza et al.** (1983)) est également liée à l'augmentation de la longueur du **chemin de diffusion**.

En effet le transfert de soluté par diffusion moléculaire entre les phases mobile et immobile sera plus ou moins rapide suivant la structure géométrique de la zone immobile. Ce phénomène est schématisé sur la figure (2-2) : en (a) les molécules de traceur ont une

grande surface d'accès à la zone stagnante peu profonde. La concentration de soluté dans la phase immobile sera donc rapidement à l'équilibre avec celle de la phase mobile, et α sera donc élevé.

A l'opposé, en (b) le soluté doit diffuser dans un couloir plus long pour occuper toute la zone immobile. Le temps de transfert sera donc plus important que dans le cas (a), et α sera donc plus petit.

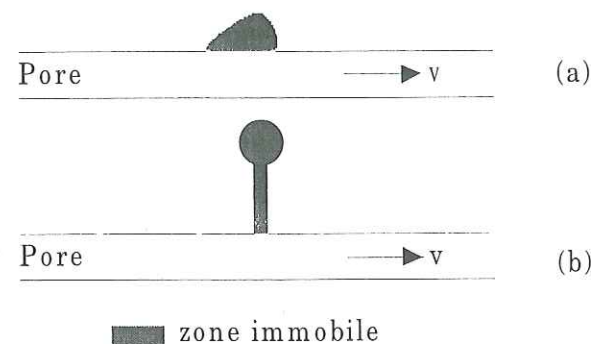


Figure 2-1 : Schématisation de l'échange de soluté entre les régions d'eau mobile et immobile (d'après Novy-Quadri (1993)).

Clothier et al. (1995) ont tenté de mettre en évidence une dépendance de α avec le temps. Mais nous considérerons par la suite que α reste constant aux échelles de temps auxquelles nous travaillons.

Remarques : - le cas où toute l'eau du sol est mobile (c'est à dire $\theta_{im} = 0$) est formalisé par le modèle de convection-dispersion simple (ou CDE) obtenu à partir de l'équation (2-35) dans laquelle $\theta_{im} = 0$. Dans ce cas l'équation du transport s'écrit :

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} = \bar{\nabla}(\theta D C) - \bar{\nabla}(\theta v \bar{\nabla} C) \quad (2-40)$$

- une revue de la modélisation du transport des solutés interactifs ou non interactifs dans les sols est donnée dans **Boast** (1973), **Kool et al.** (1987), **Brusseau et Rao** (1990), **Jury et Roth** (1990), **Sardin et al.** (1991), **Vauclin** (1994). **Schoen et al.** (1999b) ont établi une comparaison de ces différents modèles, à partir d'expérimentations menées sur des lysimètres de terrain.

2-3-4. Résolution des équations du transport

2-3-4-a. Hypothèses

Il existe des codes de calcul pour la **résolution numérique** des équations du transport de soluté (**Bastos-Quadri** (1993), **Simunek** (1996), **Toride et al.** (1995)), chacun intégrant une spécificité du milieu poreux ou de l'écoulement (stratification, géométrie de l'écoulement, et des **solutions analytiques** du problème de transport, qui permettent d'exprimer les trois concentrations définies précédemment (à savoir C , C_m , et C_{im}) en fonction du temps et de l'espace. C'est ce type de solutions qui sera utilisé dans le cadre de ce travail, quand cela sera possible.

Le cas d'étude le plus simple, dans lequel nous nous placerons dans la suite de ce chapitre, est celui pour lequel l'écoulement de l'eau est monodimensionnel et permanent, et le profil de teneur volumique en eau est uniforme. Dans ce cas l'équation (2-37) s'écrit :

$$\theta_m \frac{\partial C_m}{\partial t} + \theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \theta_m D \frac{\partial^2 C_m}{\partial z^2} - v_m \theta_m \frac{\partial C_m}{\partial z} \quad (2-41)$$

La deuxième équation du modèle, à savoir l'équation d'échange de soluté entre les régions d'eau mobile et immobile (équation (2-40)) reste inchangée.

Remarque : l'équation du modèle CDE équivalente est la suivante :

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} = \theta D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - v \theta \frac{\partial C}{\partial z} \quad (2-42)$$

2-3-4-b. Concentration de flux - Concentration résidente

Suivant le protocole expérimental mis en œuvre pour l'étude du transport des solutés, la concentration ne sera pas définie de la même manière. Il est nécessaire de distinguer (**Roth** (1994)) :

- la **concentration de flux C^f** : elle représente le masse de soluté qui traverse une surface perpendiculaire à l'écoulement pendant un temps donné, rapportée au volume d'eau qui traverse la même surface pendant le même intervalle de temps. La concentration de flux s'exprime donc suivant la relation :

$$C^f = \frac{J_s}{q} \quad (2-43)$$

- la concentration résidente totale en phase liquide C^r : c'est la masse de soluté contenue dans un volume de solution d'un VER de sol.

A partir de l'équation (2-32) il vient :

$$\theta C^r = \theta_m C_m^r + \theta_{im} C_{im}^r \quad (2-44.a)$$

$$\theta C^f = \theta_m C_m^f + \theta_{im} C_{im}^f \quad (2-44.b)$$

La relation entre la concentration de flux et la concentration résidente est la suivante (Kreft et Zuber (1978)) :

$$C^f = -\frac{1}{v} \int_z^\infty \frac{\partial C^r}{\partial t} dz \quad (2-45)$$

qui s'écrit pour le modèle CDE :

$$C^f = C^r - \frac{D}{v} \frac{\partial C^r}{\partial z} \quad (2-46)$$

Toride et Leij (1993) ont étendu cette expression au cas du modèle MIM. Ils ont ainsi exprimé C_m^f et C_{im}^f , les concentrations de flux dans les phases mobile et immobile en fonction de C_m^r et C_{im}^r , les concentrations résidentes correspondantes. L'équation (2-46) devient ainsi :

$$C_m^f = C_m^r - \frac{D}{v_m} \frac{\partial C_m^r}{\partial z} \quad (2-47.a)$$

$$C_{im}^f = C_{im}^r - \frac{D}{v_m} \frac{\partial C_{im}^r}{\partial z} \quad (2-47.b)$$

Remarque : dans le cas d'un écoulement "piston", c'est à dire quand le soluté infiltré ne se mélange pas du tout à l'eau présente dans le sol, $\partial C^r / \partial z = 0$, et les concentrations résidente et de flux sont identiques.

Les équations du transport définies précédemment (équations (2-39) et (2-41)) sont écrites en terme de concentration résidente. Mais en utilisant les relations (2-47), il apparaît que **la formulation mathématique du problème exprimé en concentration de flux reste identique**. Les hypothèses mathématiques émises pour obtenir ce résultat sont les suivantes :

$$\frac{\partial C_{im}^r}{\partial z} \ll \frac{\partial C_m^r}{\partial z} \quad \text{et} \quad \frac{\partial C_{im}^f}{\partial z} \ll \frac{\partial C_m^f}{\partial z} \quad (2-48.a)$$

$$\frac{\partial^2 C_{im}^r}{\partial z^2} \ll \frac{\partial^2 C_m^r}{\partial z^2} \quad \text{et} \quad \frac{\partial^2 C_{im}^f}{\partial z^2} \ll \frac{\partial^2 C_m^f}{\partial z^2} \quad (2-48.b)$$

La validité physique de ces hypothèses dépend de la vitesse convective de la solution dans le milieu. En effet, dans la phase mobile, l'étalement du soluté est dû aux effets combinés de la dispersion hydrodynamique et de la diffusion moléculaire, alors que dans la phase immobile, seule la diffusion moléculaire entre en jeu (voir paragraphe (2-3-3)).

Dans le cas où la vitesse convective est grande, la dispersion hydrodynamique joue un rôle prédominant dans le déplacement du soluté, et les gradients de concentration dans la phase immobile, dus à la diffusion moléculaire, sont négligeables. Mais si la vitesse de pore est faible, le transport du soluté dans la phase mobile se fait principalement par diffusion moléculaire, de la même manière que dans la zone immobile. Les gradients de concentration dans les deux phases seront donc du même ordre de grandeur, et les hypothèses (2-48) ne seront plus valables. Un exemple de ce phénomène est illustré en annexe (A1).

2-3-4-c. Solutions analytiques

L'expression analytique de la distribution d'un soluté dans le sol est obtenue à partir de $f(z,t)$, la **fonction densité de probabilité** (notée **pdf**) ou **réponse impulsionnelle**. C'est la réponse du sol à l'injection d'un *Dirac de concentration*. On rappelle que la fonction de Dirac $\delta(t)$ est telle que :

$$\int_0^\infty \delta(t) dt = 1 \quad (2-49)$$

La pdf $f(z,t)$ est la probabilité pour qu'une particule de soluté injectée à la surface du sol à $t = 0$ ait dépassé la profondeur z au temps t . Elle dépend des conditions initiales et aux limites, et diffère suivant qu'elle est écrite en concentration résidente ou en concentration de flux (Gaudet (1978), Kreft et Zuber (1978), Parker et Van Genuchten (1984)).

(i) Réponse impulsionnelle en concentration résidente

Les équations du transport (2-39) et (2-41) ainsi que les conditions initiales et aux limites correspondantes sont initialement écrites en concentration résidente.

En supposant qu'il n'y a pas de soluté dans le sol avant le début de l'infiltration, la **condition initiale** s'écrit :

$$C_m^r(z,0) = C_{im}^r(z,0) = 0 \quad (2-50)$$

Si le sol est considéré comme un milieu semi-infini, la **condition à la limite inférieure** sera :

$$C_m^r(\infty,t) = C_{im}^r(\infty,t) = 0 \quad (2-51.a)$$

$$\frac{\partial C_m^r}{\partial z}(\infty,t) = \frac{\partial C_{im}^r}{\partial z}(\infty,t) = 0 \quad (2-51.b)$$

Remarque : dans le cas où le milieu est fini, les conditions (2-51) restent valables si on s'intéresse aux concentrations à une profondeur z du milieu suffisamment éloignée de la limite inférieure.

La **condition à la limite supérieure** peut être du **premier type** (condition de concentration) :

$$C_m^r(0,t) = \delta(t) \quad (2-52.a)$$

ou du **troisième type** (condition de flux) :

$$C_m^r(0,t) - \frac{D}{v_m} \frac{\partial C_m^r}{\partial z}(0,t) = \delta(t) \quad (2-52.b)$$

Physiquement la condition de flux (équation (2-52.b)) est plus correcte que la condition de concentration (équation (2-52.a)). En effet, la surface d'application de la solution est considérée comme étant régulière et homogène. Mais les irrégularités de la structure du milieu ne sont pas négligeables. Il existe donc en surface une couche de mélange de la solution imposée dans laquelle $(\partial C_m^r / \partial z)(0,t) \neq 0$ (Parker et Van Genuchten (1984), Van Genuchten et Parker (1984)).

La solution en concentration résidente des équations du transfert du modèle MIM (équations (2-39) et (2-41)), soumises aux conditions (2-50), (2-51.b) et (2-52.b) (injection d'un Dirac de flux de soluté), est donnée par Toride et al. (1993) et Toride et Leij (1996). Les concentrations résidentes dans la phase mobile et immobile s'écrivent ainsi :

$$f_m^r(z,t) = \Gamma^r(z,t) \exp\left(-\frac{\alpha}{\theta_m} t\right) + \alpha \int_0^t \sqrt{\frac{\tau}{\theta_m \theta_{im}(t-\tau)}} \Gamma^r(z,t) H_1(\tau) d\tau \quad (2-53.a)$$

$$f_{im}^r(z,t) = \alpha \int_0^t \Gamma^r(z,t) H_0(\tau) d\tau \quad (2-53.b)$$

avec :

$$\Gamma^r(z,t) = \frac{q}{\theta_m \sqrt{\pi D t}} \exp\left(-\frac{(\theta_m z - qt)^2}{4\theta_m^2 D t}\right) - \frac{q^2}{2\theta_m^2 D} \exp\left(\frac{qz}{\theta_m D}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{\theta_m z + qt}{2\theta_m \sqrt{D t}}\right) \quad (2-54)$$

et :

$$H_j(\tau) = \exp\left[\alpha\left(\frac{1}{\theta_{im}} - \frac{1}{\theta_m}\right)\tau - \frac{\alpha}{\theta_{im}} t\right] \cdot I_j\left(2\alpha\sqrt{\frac{(t-\tau)\tau}{\theta_m \theta_{im}}}\right) \quad (2-55)$$

où I_j est la fonction de Bessel modifiée d'ordre j .

(ii) Réponse impulsionnelle en concentration de flux

Il a été vu, moyennant certaines hypothèses (voir paragraphe (2-3-4-b.)), que les équations du transfert restaient les mêmes si le problème était posé en concentration de flux. En appliquant les relations (2-47) aux conditions (2-50), (2-51), et (2-52.b), les conditions initiales et aux limites en concentration de flux s'écrivent :

$$C_m^f(z,0) = C_{im}^f(z,0) = 0 \quad (2-56)$$

$$C^f(\infty,t) = 0 \quad (2-57.a)$$

$$\frac{\partial C^f}{\partial z}(\infty,t) = 0 \quad (2-57.b)$$

$$C_m^f(0,t) = \delta(t) \quad (2-58)$$

La condition à la limite supérieure devient donc une **condition de concentration** (ou du *premier type*). Dans ce cas les solutions en concentrations de flux et résidente à l'injection d'un Dirac ont la même forme (**Toride et al.** (1993)) :

$$f_m^f(z,t) = \Gamma^f(z,t) \exp\left(-\frac{\alpha}{\theta_m}t\right) + \alpha \int_0^t \sqrt{\frac{\tau}{\theta_m \theta_{im}(t-\tau)}} \Gamma^f(z,t) H_1(\tau) d\tau \quad (2-59.a)$$

$$f_{im}^f(z,t) = \alpha \int_0^t \Gamma^f(z,t) H_0(\tau) d\tau \quad (2-59.b)$$

seule la fonction Γ diffère, et s'écrit ici :

$$\Gamma^f(z,t) = \frac{z}{2t\sqrt{\pi Dt}} \exp\left(-\frac{(\theta_m z - qt)^2}{4\theta_m^2 Dt}\right) \quad (2-60)$$

(iii) Réponse à une excitation quelconque

La réponse à l'application d'une concentration quelconque est obtenue à partir du produit de convolution entre $g(t)$, la concentration imposée à la surface du sol, et $f(z,t)$, la réponse impulsionnelle (**Jury et Roth**, 1990), suivant l'expression :

$$C_k^l(z,t) = \int_0^t g(\xi) f_k^l(z,t-\xi) d\xi \quad (2-61)$$

avec $k = \{m, im\}$ et $l = \{r, f\}$.

Si le soluté injecté à la surface du sol l'est sous forme d'un créneau de concentration, c'est à dire tel que :

$$\begin{aligned} & - \text{si } 0 < t \leq t_0 \text{ alors } g(t) = C_0 \\ & - \text{si } t > t_0 \text{ alors } g(t) = 0 \end{aligned}$$

alors les concentrations normalisées s'écriront :

$$\frac{C_k^l(z,t)}{C_0} = \int_0^t f_k^l(z,t-\xi) d\xi \quad \text{si } t \leq t_0 \quad (2-62.a)$$

$$\frac{C_k^l(z,t)}{C_0} = \int_0^{t_0} f_k^l(z,t-\xi) d\xi \quad \text{si } t > t_0 \quad (2-62.b)$$

Remarque : **Van Genuchten et Wierenga** (1976) et **Van Genuchten et Alves** (1982) ont donné une expression analytique pour la réponse en concentration résidente à l'injection d'un créneau de concentration, après le produit de convolution. Mais cette solution peut poser des problèmes numériques lors de sa mise en œuvre. Il est donc moins contraignant numériquement d'utiliser la réponse impulsionnelle de **Toride et al.** (1993) (équations (2-53) et (2-59)), et de la convoluer ensuite avec la concentration imposée. Ces deux solutions sont comparées en annexe (A3), pour un cas d'étude donné, et conduisent à des calculs équivalents pour la concentration totale.

2-3-5. Temps caractéristiques du transport de soluté

A partir des paramètres définis précédemment (vitesse moyenne de pore v_m , coefficient de dispersion D , coefficient d'échange entre les régions d'eau mobile et immobile α), il est possible de déterminer les temps caractéristiques moyens de chacun des phénomènes intervenant dans le transport du soluté définis au paragraphe (2-3-1) :

- le **temps convectif** moyen t_{conv} s'écrit :

$$t_{\text{conv}} = \frac{l_s}{v_m} \quad (2-63)$$

où l_s est une longueur caractéristique de l'échelle d'étude. Il représente le temps nécessaire à une particule de soluté pour parcourir la distance l_s , si la convection est l'unique moteur du déplacement.

- le **temps caractéristique d'échange** entre les régions d'eau mobile et immobile t_α dépend de la quantité d'eau immobile présente dans le milieu et du coefficient d'échange α :

$$t_\alpha = \frac{\theta_{\text{im}}}{\alpha} \quad (2-64)$$

Il caractérise le temps nécessaire pour que la concentration dans la phase immobile soit à l'équilibre avec celle de la phase mobile.

2-3-6. Grandeurs adimensionnelles du transport de soluté

Les grandeurs adimensionnelles couramment utilisées dans les problèmes de transport sont écrites à partir de l_s , la longueur caractéristique de l'écoulement, de q , le flux d'écoulement de l'eau, et de θ et θ_m . On peut ainsi définir :

- **Pe**, le nombre de **Peclet** :

$$\text{Pe} = \frac{q \cdot l_s}{\theta_m \cdot D} \quad (2-65)$$

qui représente l'importance de la convection par rapport à la dispersion hydrodynamique à l'échelle de longueur l_s ,

- ω , le nombre de **Damkohler** :

$$\omega = \frac{\alpha \cdot l_s}{q} \quad (2-66)$$

associé au coefficient d'échange α , et qui traduit l'importance des phénomènes d'échange par rapport à la convection, sur une distance l_s donnée,

- **T**, le **temps adimensionnel** :

$$T = \frac{q \cdot t}{\theta \cdot l_s} \quad (2-67)$$

qui représente la longueur moyenne du chemin parcouru par le soluté au temps t par transport convectif, rapportée à l'échelle de longueur caractéristique l_s .

Chapitre 3

Matériel et protocole expérimental

3-1. INTRODUCTION

C'est la mise en évidence de l'importance des macropores sur l'infiltration (**Beven et Germann** (1982)) qui a conduit à revoir les techniques d'investigation de l'écoulement d'eau et de soluté dans les sols. En effet les premiers essais d'infiltration ont été réalisés en condition de charge (infiltromètre de type Müntz, **Talsma** (1969)), ce qui, en présence de macropores peut produire des écoulements préférentiels importants, et ainsi conduire à une mauvaise estimation des propriétés hydrodynamiques du sol.

Il a donc été nécessaire de développer des techniques de mesure permettant de caractériser le sol en **conditions non saturées**, et à **l'approche de la saturation**. Ces techniques doivent pouvoir être appliquées *in situ*, pour permettre l'étude de la variabilité spatiale (due à l'hétérogénéité de la structure du sol) et temporelle (liée au mode de gestion et à l'utilisation des terrains, aux variations climatiques, et aux processus de formation du sol).

L'infiltrométrie à disques, décrite dans ce chapitre, répond en partie à ces conditions, par l'étude de l'infiltration sous pression contrôlée d'eau et de solutions d'espèces chimiques dans l'eau.

En outre, cet appareillage met en jeu de faibles épaisseurs de sol. Il est ainsi possible de caractériser des sols stratifiés, et d'avoir accès aux profils de caractéristiques hydrodispersives.

*Remarque : une revue des utilisations de l'infiltrométrie est donnée dans **Angulo-Jaramillo et al.** (1999).*

3-2. L'INFILTROMETRIE A DISQUES

3-2-1. Description de l'appareillage

L'infiltromètre à disques utilisé dans le cadre de ce travail fonctionne suivant le schéma de **Perroux et White** (1988). Comme il est montré sur la figure (3-1), il se compose d'une embase circulaire mise en contact avec la surface du sol, d'un réservoir d'alimentation en eau ou en solution gradué, et d'un vase de Mariotte permettant de régler la pression imposée à la surface du sol.

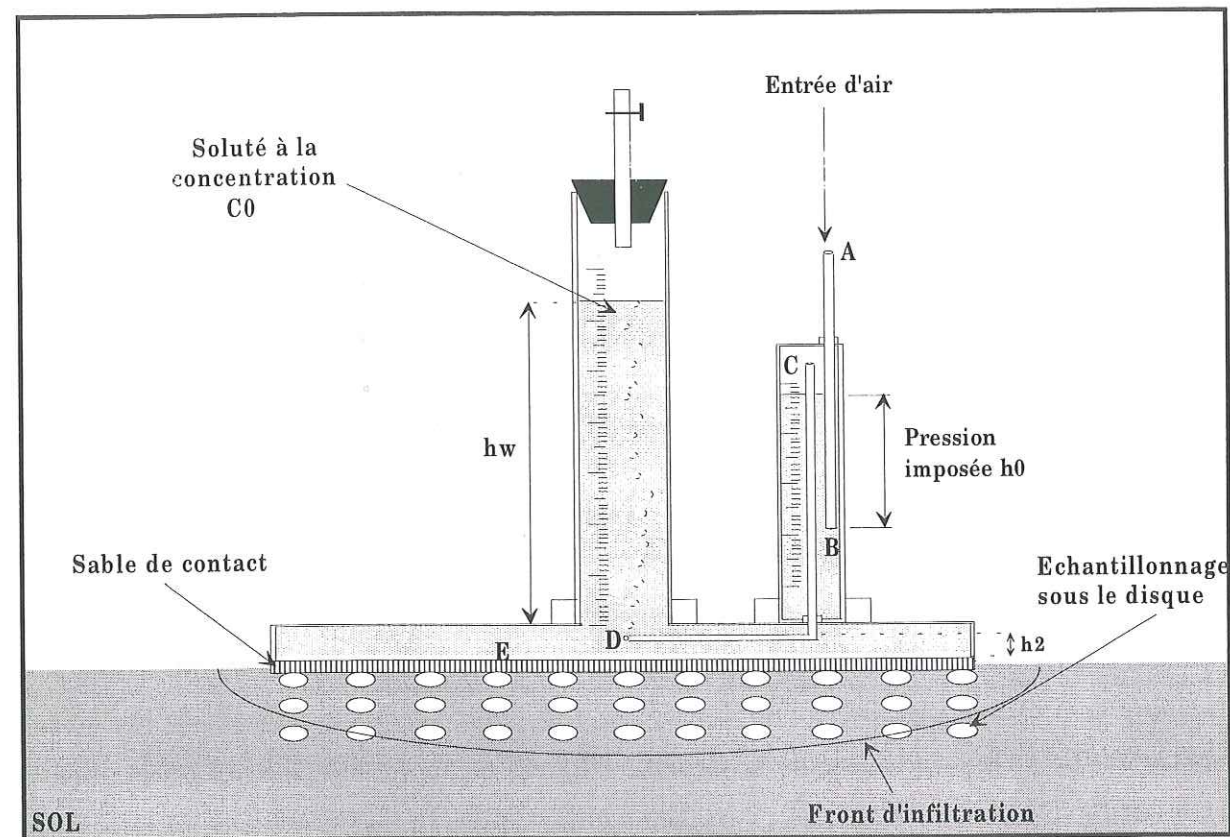


Figure 3-1 : Représentation schématique de l'infiltromètre à disques.

Le contact avec le sol se fait par l'intermédiaire d'une membrane poreuse ou d'une plaque en céramique rigide suivant le type d'appareil. Le diamètre du disque en contact avec le sol est variable, la méthode d'analyse utilisée aux débuts de l'infiltrométrie à disques (méthode multi rayons, **Smettem et Clothier** (1989)) nécessitant d'utiliser plusieurs disques pour caractériser l'écoulement dans le sol sous une pression donnée. Un bon compromis entre précision de la mesure et simplicité du protocole expérimental a conduit à utiliser pour une même caractérisation trois disques, de diamètre 48.5 mm, 80 mm, et 250 mm. Les trois types d'infiltromètres correspondant sont montrés sur la figure (3-2).

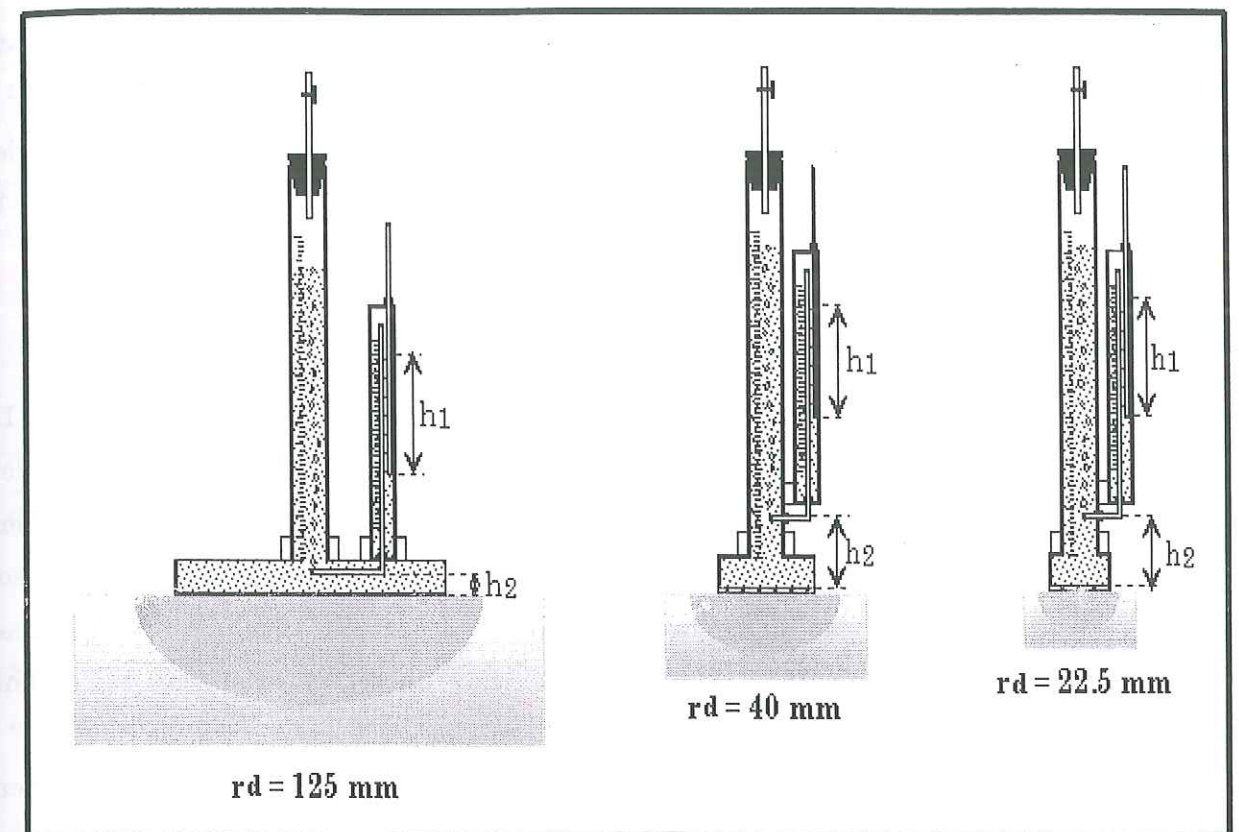


Figure 3-2 : Schéma de l'infiltromètre suivant la taille du disque utilisé.

Remarque : l'utilisation conjointe de trois disques pour une même expérimentation a conduit à donner à l'infiltromètre à disques l'appellation **TRIMS**, pour "Triple Ring Infiltrometer at Multiple Succions". Cette appellation sera utilisée par la suite, de manière abusive puisque les expérimentations menées ici le seront avec un seul disque à la fois.

3-2-2. Pression imposée

Le dispositif de Mariotte présenté sur la figure (3-1) permet d'imposer à la surface du sol une pression négative h_0 . En effet, l'équilibre hydrodynamique aux points A, B, C, D, E, entre l'air qui pénètre dans le tube capillaire AB, et la solution qui s'écoule sur toute la surface du disque permet d'écrire :

$$p_E = p_A + \rho_w g(h_2 - h_1) \quad (3-1)$$

si la masse volumique de l'air est négligée par rapport à celle de l'eau. La pression imposée à la surface du sol est p_E , et si la pression atmosphérique est prise comme référence nulle, alors l'expression (3-1), exprimée en hauteur d'eau s'écrit :

$$h_0 = h_2 - h_1 \quad (3-2)$$

La dimension du dispositif de Mariotte permet ainsi d'imposer à la surface du sol des pressions variant de 0 à -250 mm environ, en faisant coulisser le tube capillaire AB de la hauteur h_1 désirée.

3-2-3. Sable de contact

Le détail de la mise en œuvre *in situ* est donné dans Vandervaere (1995). La contrainte la plus importante concerne l'interface entre le disque et le sol. Celle-ci doit permettre que la pression imposée à la surface du sol soit uniforme et égale à h_0 . Il convient pour cela d'assurer un **bon contact hydrodynamique** entre le disque et la surface du sol, à l'aide d'une fine couche de sable. Son épaisseur est variable (quelques millimètres), suivant la hauteur des rugosités présentes à la surface du sol, et sa surface est aplanie avant qu'elle ne soit en contact avec l'infiltromètre.

Afin d'éviter une surestimation des propriétés hydrodynamiques mesurées, il convient de supprimer le sable dépassant de la périphérie du disque, soit avant l'essai à l'aide d'un gabarit de la taille du disque posé sur la couche de sable, soit immédiatement après le début de l'essai.

De plus, pour éviter que la couche de sable de contact ne constitue une barrière hydrodynamique entre le disque et le sol et ne perturbe l'écoulement, il faut que le matériau choisi ait une conductivité hydraulique importante, et que sa sorptivité soit suffisamment élevée pour que la couche se sature rapidement. Il faut en outre que sa granulométrie ne soit pas trop grossière afin d'éviter les effets de barrière capillaire aux faibles pressions imposées. Comme nous le verrons dans la partie suivante, il peut être intéressant de mesurer la quantité de sable utilisé afin de l'intégrer dans la méthode d'analyse. Il est nécessaire pour cela d'avoir une estimation de sa porosité.

Le matériau utilisé ici est le sable S31 (Silice et Kaolin, Barbier, Drôme, France) dont les caractéristiques physiques et hydrodynamiques sont données dans Charpin et Roulier (1995).

3-3. LES SOLUTIONS INFILTREES

L'appareillage décrit précédemment permet d'infiltrer dans le sol de l'eau ou une solution. L'étude conduite ici consistera à "suivre" l'infiltration **d'un traceur de l'écoulement de l'eau**.

Les traceurs les plus couramment utilisés sont principalement **les anions bromure et chlorure** (Br^- et Cl^- respectivement). D'une part ils répondent à la définition d'un traceur, à savoir :

- ils n'interagissent pas avec la matrice solide,
- ils ne sont pas produits ni dégradés dans les sols,
- ils sont présents naturellement dans les sols, en quantités suffisamment faibles pour pouvoir discerner ce qui a été introduit artificiellement de ce qui était déjà présent,

et d'autre part, ils ne sont pas toxiques pour l'environnement. De plus, ils sont facilement quantifiables dans un échantillon de solution du sol.

Les différentes unités exprimant les concentrations en anions sont données dans Schoen (1996). Les plus utilisées donnent les concentrations volumiques en masse (g/l) et en nombre (mol/l).

Cependant, les particules d'argile présentes dans le sol sont elles aussi chargées négativement. Il y a donc dans ce cas répulsion entre l'anion présent dans la phase liquide du sol et les particules d'argile de la matrice solide. En conséquence les anions sont exclus de la pellicule d'eau qui est au contact de la particule d'argile et les traceurs anioniques parcourent donc le milieu poreux plus rapidement que les traceurs neutres. Ce phénomène d'**exclusion anionique** est plus ou moins important suivant la teneur en argile du sol, l'avance des anions sur les traceurs neutres pouvant être de l'ordre de 10%.

A ce titre les **isotopes lourds de l'eau** sont de meilleurs traceurs que les anions puisqu'ils possèdent toutes les caractéristiques de ces derniers sans présenter l'inconvénient de l'exclusion anionique. Les isotopes stables de l'eau sont $^1\text{H}_2\text{O}$ (ou D_2O) et H_2^{18}O , soit respectivement l'eau deutériée et l'eau chargée en ^{18}O .

La quantité d'isotopes lourds présents dans un échantillon de sol est exprimée à l'aide de R_{ech} , le **rapport d'abondance isotopique de l'échantillon**, représentant le rapport de la teneur en isotopes lourds à la teneur en isotopes légers, à savoir $R_{\text{ech}} = ^2\text{H}/^1\text{H}$ ou $R_{\text{ech}} = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ pour le Deutérium ou l'Oxygène 18 respectivement. Les variations de ce rapport étant très faibles, les concentrations sont mesurées relativement à un standard international, le $R_{\text{V-SMOW}}$ (pour Vienna Standard Mean Ocean Water, Gonfiantini (1978)), et sont ainsi exprimées en parts pour mille, suivant la relation :

$$\delta_{ech}(\text{‰}) = \frac{R_{ech} - R_{V-SMOW}}{R_{V-SMOW}} \cdot 1000 \quad (3-3)$$

Remarques : - outre les ions bromure et chlorure, certains anions inorganiques sont utilisés comme traceurs de l'écoulement de l'eau (Bowman (1984), Benson et Bowman (1994)).

- comparativement aux ions Br⁻ et Cl⁻ classiquement utilisés, les isotopes de l'eau présentent l'inconvénient d'être onéreux en temps et coûts d'analyse.

3-4. PROTOCOLE EXPERIMENTAL

3-4-1. Infiltration

L'infiltration débute dès que l'infiltromètre est posé à la surface du sol, préalablement préparé (notamment par la mise en place du sable de contact). Deux schémas sont possibles :

(i) à une première phase d'infiltration d'eau à la pression imposée h_0 , pendant une durée t_{eau} , succède l'infiltration du soluté à la même pression, pendant une durée t_{sol} . Cela nécessite, entre les deux phases d'infiltration, de retirer l'infiltromètre de la surface du sol, de le remplir avec l'isotope en solution, et de le reposer au même point d'infiltration. Quadri et al. (1994) ont montré numériquement que cette manipulation ne perturbait pas le flux d'écoulement. Cette hypothèse demande à être vérifiée, puisqu'elle dépend à la fois de l'hystérésis de la courbe $h(\theta)$ et de la capacité de drainage interne du sol considéré ;

(ii) le soluté est directement infiltré dans le sol à la pression imposée h_0 , pendant une durée t_{sol} , sans infiltration préalable d'eau.

En toute rigueur, c'est le mode opératoire (i) qu'il convient de suivre pour que le transport du soluté se fasse en **régime permanent d'écoulement d'eau** (hypothèse d'application des équations du transport (2-39) et (2-41)). Cependant nous verrons par la suite que dans certaines conditions expérimentales où le sol est initialement très humide, l'utilisation des équations (2-39) et (2-41) associée au protocole (ii) sera possible, même si le flux d'eau n'est *a priori* pas constant durant toute l'expérimentation.

Le réservoir d'alimentation de l'infiltromètre étant gradué (voir figure (3-1)), il est possible de lire la hauteur d'eau ou de solution infiltrée h_w à intervalles de temps réguliers, le pas de temps augmentant au fur et à mesure que le flux tend vers une valeur constante. Les quantités infiltrées sont mesurées jusqu'à ce que le régime quasi permanent soit atteint, c'est à dire jusqu'à ce que le flux d'infiltration apparaisse stabilisé.

A partir de la lecture sur le réservoir d'alimentation de l'infiltromètre de $h_w(t)$, la hauteur de solution infiltrée à un pas de temps connu, on calcule **I(t), la lame infiltrée en fonction du temps**. En effet, les sections s_r et S_d du réservoir d'alimentation et de la surface d'application (c'est à dire la surface du disque) de la solution étant connues, on a :

$$I(t) = \frac{s_r}{S_d} \cdot h_w \quad (3-4)$$

Le flux d'infiltration $q(t)$ est obtenu par dérivation de l'expression (3-4).

3-4-2. Echantillonnage du sol

La méthode d'analyse utilisée (voir la deuxième partie) pour la caractérisation hydrodispersive nécessite de connaître les **variables descriptives** du sol et du transfert d'eau et de soluté dans le sol, **avant et après l'infiltration**. Comme il a été vu au chapitre précédent, ces variables sont :

- la **masse volumique sèche** du sol ρ_a
- les **teneurs volumiques en eau** initiales et finales,
- les **concentrations totales en soluté** initiales et finales. Ce sont les valeurs totales qui sont mesurées, puisque le mode de prélèvement n'autorise pas le fractionnement entre phases mobile et immobile.

La pression capillaire est imposée par l'infiltromètre. Les autres grandeurs sont obtenues par échantillonnage du sol, suivant différents protocoles, et en deux étapes :

(i) Avant infiltration

Les prélèvements s'effectuent à proximité de la position d'infiltration, pour que les grandeurs mesurées soient représentatives de l'état du sol au point de l'expérimentation.

- Pour la **masse volumique sèche** un cylindre de sol non remanié, de volume connu (une centaine de cm^3), est prélevé, en prenant garde de ne pas y inclure de macropores ou d'éléments grossiers, si ceux-ci sont présents dans le sol de manière ponctuelle.
- Pour la **teneur volumique en eau et la concentration totale**, plusieurs types de prélèvement sont possibles :
 - le sol est échantillonné à l'aide d'une tarière de 20 mm de diamètre, et le profil ainsi prélevé est découpé en cylindres de 5 à 10 mm de hauteur. Ce mode de prélèvement présente l'avantage de fournir les **profils initiaux** de la teneur en eau et la concentration.
 - plusieurs échantillons (de quelques cm^3 de volume) sont prélevés uniquement en **surface** du sol, et on suppose que la teneur en eau et la concentration initiales sont constantes sur toute la profondeur de sol concernée par l'infiltration.
 - le cylindre de sol non remanié prélevé pour mesurer la masse volumique sèche est également utilisé pour déterminer la teneur en eau initiale (dans le cas où l'essai ne consiste qu'à infiltrer de l'eau). La même hypothèse d'homogénéité de l'humidité pondérale que précédemment est faite.

(ii) Après infiltration

Les prélèvements de sol s'effectuent **exactement au point d'infiltration**, immédiatement après que l'infiltromètre ait été retiré de la surface du sol, et que le sable de contact ait été "balayé". De la même manière que précédemment, plusieurs modes de prélèvements sont possibles pour l'obtention des **teneurs volumiques en eau** et des **concentrations finales** :

- (a) le sol est échantillonné à la surface uniquement, sur une profondeur z_0 de quelques millimètres. Si les disques de petite taille ont été utilisés, on prendra deux à quatre échantillons de sol, pour détecter un éventuel problème de contact entre le

disque et la surface qui pourrait induire une variabilité anormale dans les grandeurs mesurées.

Pour les expérimentations avec le grand disque, nous avons utilisé un échantillonneur "multiple" permettant de **prélever simultanément** jusqu'à 36 fragments parallélépipédiques de sol de même volume. Ce type de prélèvement permet d'obtenir la distribution de l'eau et du soluté sous le disque, et ainsi de détecter une éventuelle variabilité spatiale à petite échelle.

- (b) le sol est échantillonné sur **différentes profondeurs**. Comme précédemment, l'échantillonneur "multiple" a été utilisé avec le grand disque. Avec les disques de petite taille, les prélèvements ont été faits à la tarière, en prenant soin de prendre le profil de sol au centre du disque, afin de s'affranchir au maximum de la géométrie tridimensionnelle de l'écoulement.

Remarque : si les profondeurs des prélèvements vont au-delà du front d'infiltration, alors les valeurs mesurées de θ et de C à ces profondeurs pourront être assimilées aux grandeurs initiales, avec l'hypothèse d'uniformité évoquée précédemment.

Une des faiblesses de l'infiltrométrie est que dans les deux cas (a) et (b), l'échantillonnage est **destructif**, et ne permet donc pas une **répétition** des expérimentations au même point d'infiltration. Quand cela sera nécessaire, nous effectuerons des répétitions des essais d'infiltration à proximité les uns des autres.

Remarque : Starr et al. (1995) ont étudié l'influence de la taille des échantillons sur les grandeurs mesurées. Ils ont ainsi mis en évidence que ce sont les paramètres dépendants de l'activité microbologique (dénitrification par exemple) sont le plus influencés par le volume d'échantillonnage. A l'inverse, les caractéristiques physiques du sol (teneur en eau et densité) semblent peu affectées si le diamètre des échantillons est supérieur à 2 cm.

3-4-3. Méthodes analytiques**3-4-3-a. Détermination de la teneur volumique en eau totale et de la masse volumique sèche par gravimétrie**

Les échantillons de sol prélevés sont pesés humides (nous prenons soin de les stocker de manière étanche entre le prélèvement et la pesée, afin d'éviter toute perte par évaporation), et séchés à 105°C pendant une durée de 24 à 48 heures suivant leur taille.

Une nouvelle pesée fournit la masse sèche. Lorsque les échantillons contiennent un isotope de l'eau, il est indispensable que l'étanchéité soit respectée, afin d'éviter un fractionnement isotopique par évaporation.

On a ainsi directement accès à la masse volumique sèche et à la teneur massique en eau. La teneur volumique en eau est obtenue à partir de l'humidité pondérale, suivant la relation (2-2).

3-4-3-b. Mesure de la concentration totale en soluté

La première étape dans l'analyse de la solution des échantillons de sol consiste à **extraire** cette solution. Dans le cas des traceurs anioniques inorganiques, les échantillons de sol subissent une dilution à l'eau distillée, dont le facteur dépend de la masse de sol humide, puis ils sont centrifugés (parfois même uniquement agités "à la main"). La solution recueillie après un temps variable de décantation est ensuite analysée par chromatographie ionique, pour la mesure de la concentration.

Quand les traceurs sont des isotopes de l'eau, la solution est extraite **par distillation sous vide** à 90°C : la solution contenue dans l'échantillon est évaporée puis récupérée dans un piège cryogénique. Elle est ensuite analysée, différemment suivant l'isotope utilisé :

- pour l'Oxygène 18, un volume de solution (0.2 ml à 1 ml) est équilibré avec du CO₂ (à la pression variant de 400 mbar à 600 mbar) à la température de 25°C, et la composition isotopique du CO₂ nécessaire à l'équilibration est déterminée par spectrométrie de masse. La concentration en ¹⁸O en est déduite par comparaison avec un étalon.
- pour le Deutérium, 3 µl de solution sont réduits sur des copeaux de zinc à 540°C, puis analysés au spectromètre de masse, suivant le même principe que pour l'Oxygène 18.

3-4-4. Résumé des données disponibles

L'échantillonnage du sol avant et après infiltration donne accès aux **teneurs volumiques en eau totales** et aux **concentrations résidentes totales en soluté**. Le tableau (3-1) résume les données disponibles suivant le mode d'échantillonnage (voir le paragraphe (3-4-2)).

Tableau 3-1 : Synthèse des données disponibles suivant le mode d'échantillonnage.

Mode d'échantillonnage	Prélèvements initiaux	Prélèvements finaux
Cylindre de sol non remanié	<ul style="list-style-type: none">• ρ_d• $\theta_{ini}(z_0)$, <i>approximée à $\theta_{ini}(z)$</i>	
Echantillonnage en surface	<ul style="list-style-type: none">• $\theta_{ini}(z_0)$, <i>approximée à $\theta_{ini}(z)$</i>• $C_r(z_0,0)$, <i>approximée à $C_{r-ini}(z)$</i>	<ul style="list-style-type: none">• $\theta_f(z_0)$• $C_r(z_0,t_0)$ <i>(distribution spatiale sous le disque avec l'échantillonneur multiple)</i>
Echantillonnage en profondeur	<ul style="list-style-type: none">• $\theta_{ini}(z)$• $C_r(z,0)$ <i>(avec la tarière, profil à proximité des essais d'infiltration)</i>	<ul style="list-style-type: none">• $\theta_f(z)$• $C_r(z,t_0)$ <i>(profil sur l'axe vertical au centre du disque avec la tarière, et distribution spatiale sous le disque avec l'échantillonneur multiple)</i>

**Méthodologie de caractérisation
hydrodispersive par infiltrométrie**

Partie II

Chapitre 4

Caractérisation hydrodynamique à l'aide de l'infiltrométrie à disques

4-1. INTRODUCTION

Les données de l'écoulement de l'eau disponibles à partir d'essais d'infiltrométrie sont la lame infiltrée en fonction du temps, $I(t)$, et les teneurs volumiques en eau initiale et finale. La méthode d'analyse de ces données en **régime transitoire** est décrite en détail dans **Vandervaere** (1995). Seuls les points essentiels seront rappelés ici. Nous introduirons également l'analyse du **régime** d'écoulement **quasi-permanent** de l'eau, à partir de la solution analytique de **Haverkamp et al.** (1994), le but *in fine* étant l'estimation des paramètres hydrodynamiques K et S .

4-2. DETERMINATION DES PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES

4-2-1. Introduction

Les méthodes "classiques" d'analyse des essais d'infiltrométrie reposent sur l'équation du flux en **régime permanent** de **Wooding** (1968) (équation (2-23)). La détermination des paramètres hydrodynamiques K_0 et S_0 requiert l'utilisation de plusieurs tailles de disques (méthode multi-rayons, **Smettem et Clothier** (1989)) ou de mener l'infiltration à différents potentiels (méthode multi-potentiels, **Ankeny et al.** (1991), **Logsdon et Jaynes** (1993)).

Dans le premier cas, plusieurs essais sont nécessaires, à différents points d'infiltration. La variabilité spatiale horizontale du sol est donc à prendre en compte.

Dans le deuxième cas d'analyse, c'est la variabilité spatiale verticale du sol qui est mise en jeu, alors que l'utilisation de la solution de **Wooding** (1968) nécessite que le sol soit

homogène sur toute la profondeur d'infiltration, que le profil de teneur en eau initiale soit uniforme, et que le formalisme utilisé pour décrire la fonctionnelle $K(\theta)$ soit celui de **Gardner** (1958).

Une alternative à ces méthodes consiste à déterminer la sorptivité aux temps courts, puis à l'injecter dans l'expression du flux de Wooding, pour obtenir la conductivité hydraulique. Cependant, la principale exigence de l'analyse du régime permanent est liée à la **durée d'essai** nécessaire pour que le flux d'infiltration soit réellement constant, et surtout à l'incertitude quant à son établissement.

C'est pour palier ces contraintes, qu'ont été développées des solutions analytiques à l'écoulement en **régime transitoire** et en **régime quasi-permanent** (**Haverkamp et al.** (1994), équations (2-20) et (2-21)).

De plus, étant donné qu'il n'est pas nécessaire d'infiltrer de grandes quantités d'eau pour l'analyse du régime transitoire, les profondeurs affectées par l'infiltration sont relativement peu importantes, ce qui permet la caractérisation de sols hétérogènes dont les stratifications ont une épaisseur plus importante que la profondeur du front d'infiltration.

Dans certaines situations expérimentales (notamment lorsque la teneur en eau initiale est élevée), la période d'écoulement en régime transitoire est trop "courte" pour permettre une évaluation rigoureuse des paramètres hydrodynamiques. Il sera donc préférable dans cette situation de considérer l'équation descriptive du régime **quasi-permanent** (équation (2-21)). Ce cas diffère du cas d'étude du régime permanent par l'utilisation de l'équation de Wooding dans le sens où, d'une part il n'est pas nécessaire d'utiliser plusieurs tailles de disques ou de travailler à différents potentiels, et d'autre part l'ajustement de l'équation d'infiltration (2-21) (détaillée dans le paragraphe suivant) est plus rigoureux que l'ajustement de l'équation de Wooding.

4-2-2. Ajustement de l'équation d'infiltration

4-2-2-a. Cas du régime d'écoulement transitoire

(i) Equation de base

L'infiltration issue d'une source circulaire en régime transitoire est modélisée par l'équation (2-20). Dans ce qui suivra, les teneurs en eau initiales seront supposées suffisamment petites par rapport aux teneurs en eau finales pour que la conductivité hydraulique initiale du sol K_{mi} soit négligeable devant K_0 , la conductivité hydraulique du sol à la pression imposée h_0 . La lame infiltrée en fonction du temps s'écrira ainsi :

$$I_{3D}(t) = S_0 \sqrt{t} + \left(\frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta \theta} + \frac{2-\beta}{3} \cdot K_0 \right) t \quad (4-1)$$

Remarques : - chacun des termes définissant l'équation (4-1) désigne un des moteurs caractéristiques de l'écoulement définis dans le tableau (2-1).

- par souci de simplification, et pour conserver le même formalisme que **Vandervaere** (1995), nous noterons par la suite

$$B = \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta \theta} + \frac{2-\beta}{3} \cdot K_0 \quad (4-2)$$

- l'analyse de l'infiltration aux temps courts sera notée TC.

(ii) Ajustement des paramètres

Les paramètres S_0 et B sont obtenus par ajustement de l'expression analytique de la lame infiltrée en fonction du temps, donnée par l'équation (4-1), sur les valeurs expérimentales de $I(t)$. Une partie de l'étude menée par **Vandervaere** (1995) a consisté à analyser les différents modes de calage de l'équation (4-1) sur l'infiltration cumulée expérimentale.

La procédure la plus intuitive consisterait à un **ajustement non linéaire** direct de l'équation (4-1) sur les points $I(t)$ expérimentaux, en utilisant un critère d'optimisation adapté (il s'agit le plus souvent du critère des moindres carrés ou des moindres distances). **Vandervaere** (1995) a montré que cette démarche était plus adaptée à la prédiction de la quantité totale infiltrée, les points mesurés vers la fin de l'essai d'infiltration ayant plus de poids lors de l'ajustement.

La démarche adoptée par **Vandervaere** (1995) utilise la dérivée de la lame infiltrée par rapport à la racine carrée du temps $\partial I / \partial \sqrt{t}$, portée en fonction de la racine carrée du temps \sqrt{t} , et à ajuster l'expression ainsi obtenue sur les valeurs expérimentales de $I(t)$ différenciées. Ce mode d'ajustement permet de prendre en compte la forme de la courbe d'infiltration cumulée, et de s'affranchir d'éventuels problèmes de pondération des points de mesure.

De plus, la validité de l'équation (4-1) est aisément mise en évidence ou rejetée lors d'un essai d'infiltration, par le fait que la relation entre $\partial I / \partial \sqrt{t}$ et \sqrt{t} doit être linéaire. En effet, la dérivée de l'expression (4-1) par rapport à \sqrt{t} est :

$$\frac{\partial I}{\partial \sqrt{t}} = S_0 + 2B\sqrt{t} \quad (4-3)$$

L'ajustement de l'équation (4-3) sur l'infiltration cumulée expérimentale différenciée par régression linéaire permet d'avoir accès à S_0 et $2B$. L'expression de K_0 sera ainsi :

$$K_0 = \frac{3}{2-\beta} \cdot \left(B - \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta \theta} \right) \quad (4-4)$$

Il est ainsi relativement simple d'avoir accès à l'intervalle de confiance sur les paramètres S_0 et K_0 estimés, à partir des statistiques de la régression linéaire.

(iii) Prise en compte du sable de contact

Comme il a été vu au chapitre précédent, il est nécessaire d'interposer entre l'infiltromètre et le sol une couche de sable indispensable à un bon contact hydrodynamique. Une partie du volume infiltré le sera donc dans la couche de sable, au début du processus d'infiltration.

Pour simplifier le problème, on suppose que l'infiltration dans la couche de sable et dans le sol se fait de manière **consécutif**, c'est à dire que la solution infiltrée ne pénètre dans le sol que lorsque la couche de sable est saturée (hypothèse très simpliste puisqu'en réalité les deux phénomènes d'infiltration dans le sable et dans le sol se superposent). Dans ce cas, si la quantité de solution nécessaire pour saturer la couche de sable correspond à une lame I_{sable} infiltrée pendant une durée t_{sable} , l'équation d'infiltration (4-1) peut être réécrite de la manière suivante :

$$I_{3D}(t) = I_{\text{sable}} + S_0 \sqrt{(t - t_{\text{sable}})} + \left(\frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta \theta} + \frac{2-\beta}{3} K_0 \right) (t - t_{\text{sable}}) \quad (4-5)$$

En dérivant l'expression (4-5) par rapport à \sqrt{t} , il vient :

$$\frac{\partial I}{\partial \sqrt{t}} = S_0 \sqrt{\frac{t}{t - t_{\text{sable}}}} + 2B\sqrt{t} \quad (4-6)$$

L'effet du sable est illustré sur la figure (4-1), avec un exemple d'infiltration dans un sol argileux, à saturation. On estime le temps nécessaire à la saturation de la couche de sable à 15 secondes (ce qui peut correspondre au cas réaliste de l'utilisation du sable S31 sur une épaisseur de 3 mm, et dont la teneur volumique en eau à saturation de 0.410, **Charpin et Roulier** (1995)). La présence de la couche de sable de contact se traduit par une surestimation de l'infiltration cumulée (figure (4-1.(a))), et par une décroissance initiale de la courbe $(\partial I / \partial \sqrt{t})(\sqrt{t})$ (figure (4-1.(b))), qui correspond à l'infiltration dans le sable.

En fait l'infiltration dans le sol commence *avant* que la couche de sable ne soit saturée, cette dernière ayant un impact décroissant sur l'infiltration dans le sol. Ceci se traduit par le comportement de $(\partial I / \partial \sqrt{t})(\sqrt{t})$, qui redevient linéaire quand la quantité de solution présente dans la couche de sable devient négligeable par rapport au volume total infiltré (figure (4-1.(b))).

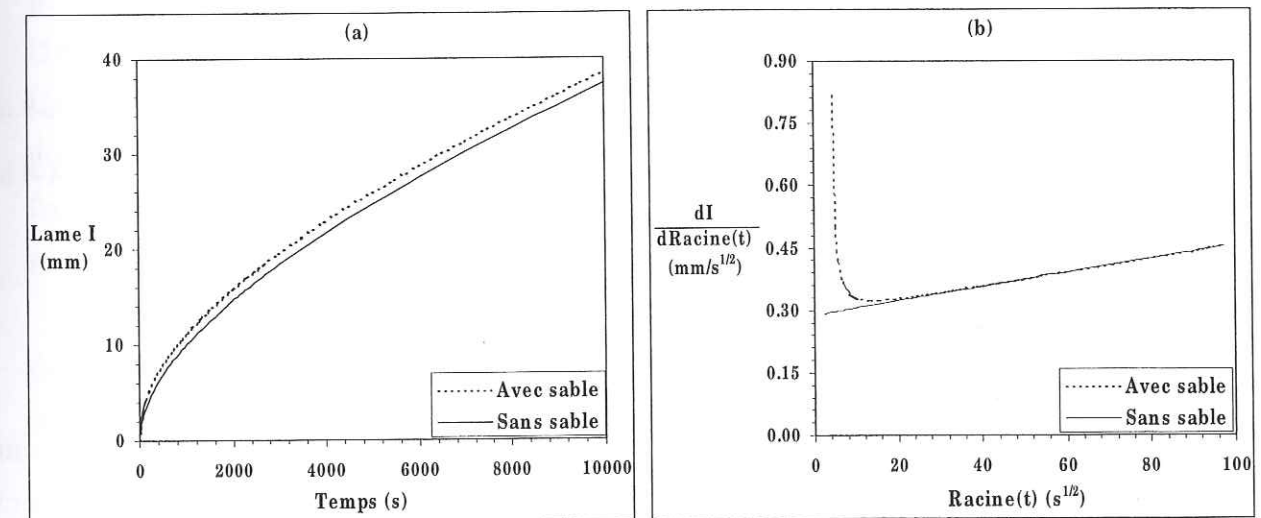


Figure 4-1 : Exemple de l'influence d'une couche de sable de contact S31 de 3 mm d'épaisseur ($\theta_{\text{sat}} = 0.410 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) sur l'infiltration cumulée (a) et sur la courbe $(\partial I / \partial \sqrt{t})(\sqrt{t})$ (b). Cas de l'infiltration dans un sol argileux avec $K_0 = 2.22 \times 10^{-4} \text{ mm/s}$,

$S_0 = 0.288 \text{ mm/s}^{1/2}$, et $\Delta \theta = 0.664 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

Cependant **Vandervaere** (1995) a montré qu'il était impossible de déterminer *a priori* t_{sable} , le temps d'influence de la couche de sable, la seule possibilité d'en avoir une estimation étant de maintenir l'hypothèse d'un écoulement piston dans le sable.

En pratique, l'approche envisagée sera donc la suivante : on mesurera la quantité de sable utilisé pour le contact, sa teneur volumique en eau à la pression imposée étant connue (**Charpin et Roulier** (1995)). Dans ce cas, et moyennant l'hypothèse de l'infiltration piston, le volume de solution nécessaire pour saturer la couche de sable peut être évalué, et par conséquent I_{sable} . En reportant cette valeur sur la courbe $I(t)$ expérimentale on a accès à t_{sable} .

La régression linéaire se fera donc par ajustement de la relation $\left(\frac{\partial I_{\text{corr}}}{\partial \sqrt{t_{\text{corr}}}}\right) \left(\sqrt{t_{\text{corr}}}\right)$ sur I_{corr} et t_{corr} (les valeurs corrigées de l'infiltration cumulée et du temps) avec :

$$\frac{\partial I_{\text{corr}}}{\partial \sqrt{t_{\text{corr}}}} = S_0 + 2B\sqrt{t_{\text{corr}}} \quad (4-7)$$

et :

$$I_{\text{corr}} = I_{\text{exp}} - I_{\text{sable}} \quad (4-8.a)$$

$$t_{\text{corr}} = t_{\text{exp}} - t_{\text{sable}} \quad (4-8.b)$$

où I_{exp} et t_{exp} sont les valeurs expérimentales de la lame infiltrée et du temps.

(iv) Domaine de validité de l'équation d'infiltration aux temps courts

Comme il a été vu au chapitre (2), l'application de l'équation (4-1) n'est valable que sur une durée limitée. La borne supérieure du domaine de validité des équations d'infiltration en régime transitoire est théoriquement donnée par t_{stab} (équation (2-30)).

Deux remarques sont à faire, concernant la dépendance de ce paramètre à K_0^2 , S_0^2 , et S_0^4 :

- ① d'une part, les puissances ≥ 2 affectées à K_0 et S_0 rendent t_{stab} très sensible aux variations de ces deux paramètres. Nous verrons par la suite que ce phénomène entache les temps caractéristiques d'une grande imprécision.

- ② d'autre part, t_{stab} est connu *après* qu'on a estimé K_0 et S_0 , c'est à dire que l'on évalue *a posteriori* la durée de validité de l'équation (4-1).

Cependant, un premier ordre de grandeur des temps caractéristiques peut être évalué, puisque la modélisation de l'infiltration par l'équation (4-1) est correcte tant que la relation $\left(\frac{\partial I}{\partial \sqrt{t}}\right) \left(\sqrt{t}\right)$ expérimentale reste linéaire. La perte de linéarité de cette relation est donc une bonne indication de la "fin" du régime d'écoulement transitoire.

Remarque : t_{stab} est défini comme si la gravité et la capillarité latérale apparaissaient simultanément dans l'infiltration, pour l'établissement du régime permanent. Ce n'est pas forcément le cas, puisque schématiquement, la gravité apparaît à t_{grav} (équation (2-29)) et la capillarité latérale à t_{geomod} (équation (2-28)). Cependant, utiliser t_{stab} comme borne supérieure de validité de l'équation (4-1) correspond au cas le plus défavorable, où les deux phénomènes sont effectivement simultanés.

(v) Précision de l'estimation

L'ajustement des paramètres de l'équation (4-4) par régression linéaire soulève le problème de la précision de l'estimation de S_0 et B . En effet dans son étude, **Vandervaere** (1995) a montré que le poids de chacun des paramètres dans l'équation (4-1) pouvait varier. Cela a conduit l'auteur à montrer que si l'ajustement de S_0 était suffisamment précis si la durée limite d'infiltration nécessaire pour l'application de l'équation (4-1) était respectée, l'exactitude de K_0 (obtenue par le calage de B) dépendait de la part de l'infiltration liée à la gravité et à la capillarité latérale (voir tableau (2-1)).

En résumé, pour mettre en évidence ce phénomène, Vandervaere a différencié deux domaines d'écoulements : le **domaine gravitaire**, et le **domaine capillaire latéral**. Dans le plan $(\log K_0, \log S_0)$, ces deux régions sont délimitées par la droite d'équation :

$$\log K_0 = \frac{3}{2-\beta} \cdot \frac{\gamma}{r_d \Delta \theta} \cdot 2 \log S_0 \quad (4-9)$$

Elles sont représentées sur la figure (4-2), pour les tailles de disque que nous serons amenés à utiliser, et pour une valeur de $\Delta \theta$ réaliste. Si pour un sol et une pression imposée donnés, les valeurs de K_0 et S_0 obtenues conduisent à placer l'écoulement dans le domaine capillaire latéral, cela signifie que les phénomènes mis en jeu lors de l'infiltration sont principalement liés à l'effet latéral de la capillarité, et non pas à la gravité. Dans cette

situation, l'estimation de K_0 perdra en précision par rapport au cas où l'écoulement appartient au domaine gravitaire.

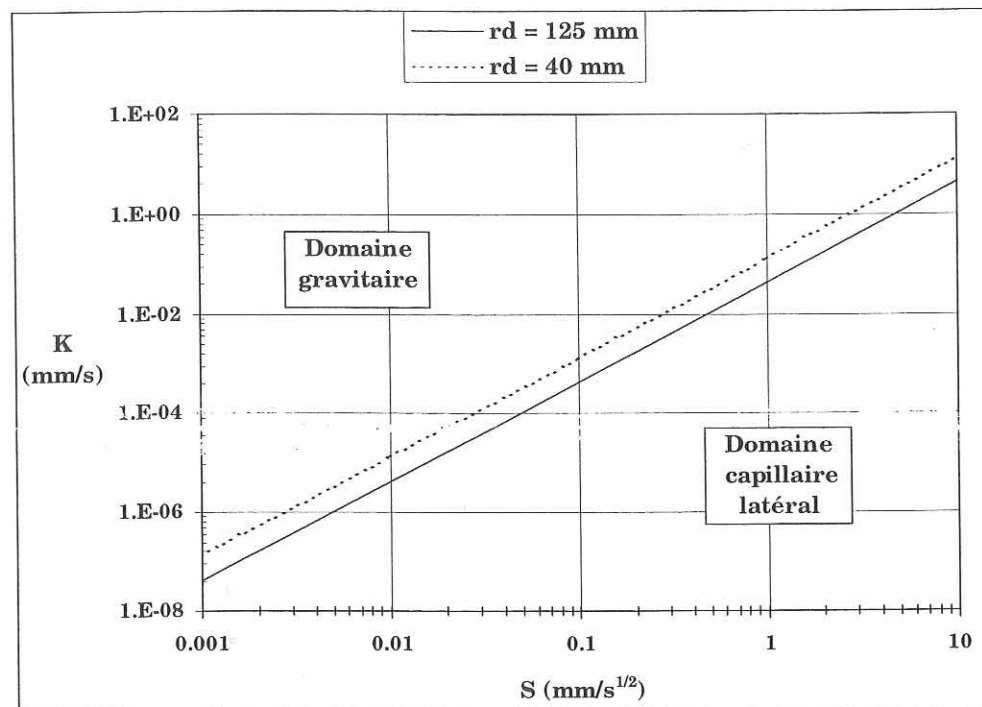


Figure 4-2 : Représentation des domaines capillaire latéral et gravitaire pour l'infiltration aux temps courts pour deux rayons de disque ($\Delta\theta = 0.3 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$).

4-2-2-b. Cas du régime d'écoulement quasi-permanent

(i) Equation de base

La méthode d'analyse présentée ici est fondée sur l'équation (2-21) d'écoulement axisymétrique tridimensionnel en régime quasi-permanent. Nous avons considéré de la même manière que précédemment, que les teneurs en eau initiales étaient suffisamment faibles pour que $K_{ini} \ll K_0$. L'équation (2-21) devient ainsi :

$$I_{3D}(t) = \left(K_0 + \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta\theta} \right) t + \frac{S_0^2}{2 \cdot K_0 (1 - \beta)} \ln \left(\frac{1}{\beta} \right) \quad (4-10)$$

On retrouve dans l'équation (4-10) les composantes **gravitaire** et **capillaire latérale** de l'écoulement. Le terme constant représente la part de l'infiltration cumulée liée à l'action combinée de la gravité et de la capillarité, avant que le régime quasi-permanent ne soit atteint.

En posant :

$$A_{TL} = \frac{S_0^2}{2 \cdot K_0 (1 - \beta)} \ln \left(\frac{1}{\beta} \right) \quad (4-11.a)$$

$$B_{TL} = K_0 + \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta\theta} \quad (4-11.b)$$

l'équation (4-10) s'écrit :

$$I_{3D}(t) = A_{TL} t + B_{TL} \quad (4-12)$$

Remarque : l'analyse de l'infiltration aux temps longs sera notée TL.

(ii) Ajustement des paramètres

Le fait que pour les temps longs la lame infiltrée varie **linéairement** avec le temps simplifie l'ajustement des paramètres. En effet, l'estimation de A_{TL} et B_{TL} se fait par régression linéaire sur les valeurs expérimentales de $I(t)$, ce qui permet d'avoir accès de manière simple à un **intervalle de confiance** pour A_{TL} et B_{TL} .

De plus, les paramètres A_{TL} et B_{TL} ajustés de cette façon le seront de manière totalement **indépendante**, puisque les deux termes de l'équation (4-10) ne sont pas interdépendants (à l'inverse du cas d'étude aux temps courts, pour lequel l'interdépendance des coefficients ajustés de l'équation (4-1) est liée au fait qu'ils sont tous deux facteurs de la variable t).

D'autre part, l'intérêt d'un ajustement linéaire sur la courbe d'infiltration cumulée plutôt que sur le flux en régime permanent de **Wooding** (1968) (équation (2-23)) repose sur le fait déjà évoqué qu'il permet de s'affranchir des problèmes de variabilité spatiale verticale et horizontale dans le cas des méthodes multi-rayons et multi-potentiels (voir paragraphe (4-2-1)).

La conductivité hydraulique et la sorptivité sont ainsi obtenues à partir des équations (4-11), et s'écrivent :

$$K_0 = B_{TL} \cdot \frac{r_d \Delta \theta}{r_d \Delta \theta \cdot \ln \frac{1}{\beta} + 2\gamma(1-\beta) \cdot A_{TL}} \cdot \ln \frac{1}{\beta} \quad (4-13)$$

$$S_0 = \sqrt{\frac{2 \cdot A_{TL} \cdot B_{TL} (1-\beta) r_d \Delta \theta}{r_d \Delta \theta \ln \frac{1}{\beta} + 2\gamma(1-\beta) A_{TL}}} \quad (4-14)$$

(iii) Prise en compte du sable de contact

Si la présence de la couche de sable de contact n'a aucune influence sur le flux d'infiltration en régime permanent, elle doit être prise en compte pour l'analyse de la lame infiltrée aux temps longs. En effet, au bout d'un certain temps d'infiltration, le flux n'est plus perturbé par la couche de sable de contact, et la courbe d'infiltration cumulée est **parallèle** à celle que l'on aurait obtenue sans sable de contact. Par contre, l'ordonnée à l'origine de la partie linéaire de $I(t)$ est modifiée, comme il est montré sur la figure (4-3).

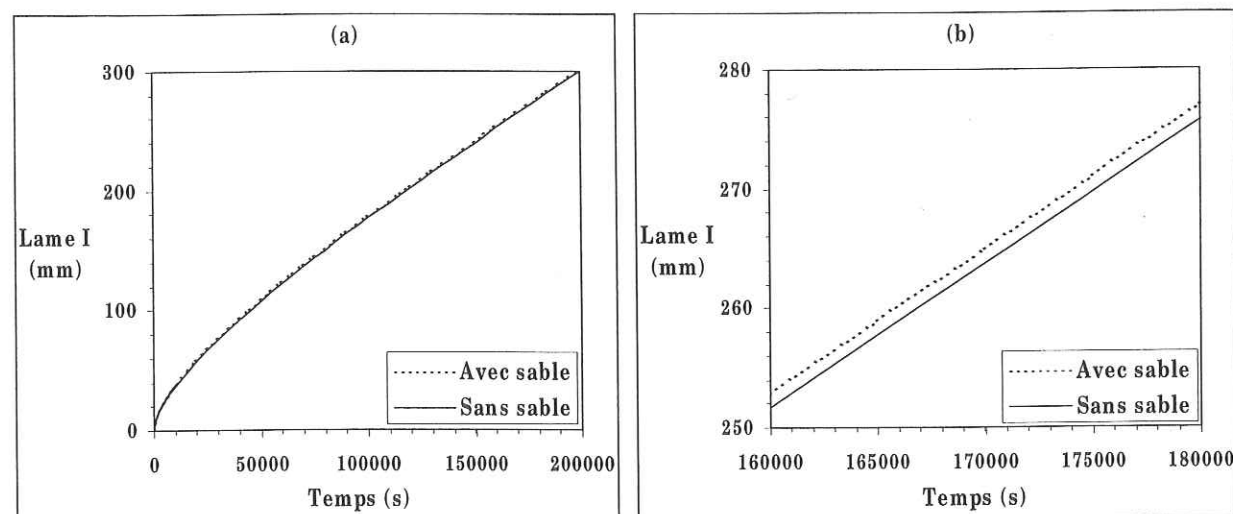


Figure 4-3 : Exemple d'infiltration cumulée aux temps longs avec et sans sable de contact S31 (épaisseur = 3 mm, $\theta_{sat} = 0.410 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$), sur l'ensemble de l'infiltration cumulée (a), aux temps longs (b). Cas de l'infiltration dans un sol argileux avec

$$K_0 = 2.22 \times 10^{-4} \text{ mm/s}, S_0 = 0.288 \text{ mm/s}^{1/2}, \text{ et } \Delta \theta = 0.664 \text{ cm}^3/\text{cm}^3.$$

En connaissant I_{sable} et t_{sable} , il est possible de modifier l'équation d'infiltration (4-10), qui s'écrit :

$$I_{3D}(t) = I_{sable} + A_{TL} \cdot (t - t_{sable}) + B_{TL} \quad (4-15)$$

De la même manière que pour l'analyse TC, les paramètres A_{TL} et B_{TL} seront obtenus par ajustement linéaire de la courbe $I_{corr}(t_{corr})$ sur les valeurs corrigées de l'infiltration cumulée et du temps (équation (4-8)), avec :

$$I_{corr}(t_{corr}) = A_{TL} \cdot t_{corr} + B_{TL} \quad (4-16)$$

(iv) Domaine de validité de l'équation d'infiltration aux temps longs

L'utilisation de l'équation (4-10) d'infiltration aux temps longs suppose que le régime d'écoulement permanent est établi. Il a été vu au chapitre (2) (voir tableau (2-1)) que deux phénomènes participent **consécutivement** à ce processus :

- la **gravité**,
- la **capillarité latérale** liée à la géométrie de l'écoulement.

Le temps d'apparition de chacun de ces processus est défini par t_{grav} (équation (2-29)) et t_{geomod} (équation (2-28)), respectivement.

La borne inférieure de l'intervalle de validité de l'équation (4-10) sera donc $\max[t_{grav}, t_{geomod}]$, suivant ce qui de la gravité ou de la capillarité latérale intervient en premier dans l'établissement du régime permanent.

Remarque : si les deux temps caractéristiques utilisés sont très différents (si $t_{grav} \ll t_{geomod}$ ou si $t_{geomod} \ll t_{grav}$) alors $[t_{min}, t_{max}]$, l'intervalle de temps choisi pour la régression linéaire sur l'infiltration cumulée aux temps longs pourra être tel que $t_{grav} < [t_{min}, t_{max}] < t_{geomod}$ ou $t_{geomod} < [t_{min}, t_{max}] < t_{grav}$.

Il faut dans ce cas évaluer t_{geomod} et t_{grav} à partir des valeurs de K_0 et S_0 estimées. Mais comme il sera montré au paragraphe suivant, les incertitudes sur les temps caractéristiques sont très sensibles aux incertitudes d'estimation de K_0 et S_0 , puisque ces paramètres interviennent à une puissance ≥ 2 dans les expressions de t_{grav} et t_{geomod} . Cependant, de la même manière que pour l'analyse TC, dans un premier temps l'établissement du régime permanent peut être évalué lorsque la courbe $I(t)$ devient linéaire.

(v) Précision de l'estimation

L'objectif *in fine* de l'ajustement étant de déterminer K_0 et S_0 , il convient de s'interroger sur la **précision de l'estimation** de ces paramètres dans le cas de l'analyse

TL, à partir de la signification physique des coefficients A_{TL} et B_{TL} calés. Le problème ici est de connaître le moteur dominant de l'écoulement dans le sol considéré. Pour cela, on considérera comme au paragraphe précédent, les domaines **gravitaire** et **capillaire latéral** dans le plan $(\log K_0, \log S_0)$, à partir de leur droite frontière, définie par :

$$\log K_0 = \frac{\gamma}{r_d \Delta \theta} \cdot 2 \log S_0 \quad (4-17)$$

Ils sont représentés sur la figure (4-4), en échelle log-log, à partir du même cas d'étude qu'au paragraphe précédent. La situation optimale pour l'estimation couplée de K_0 et S_0 est celle pour laquelle le couple (K_0, S_0) est sur la droite frontière.

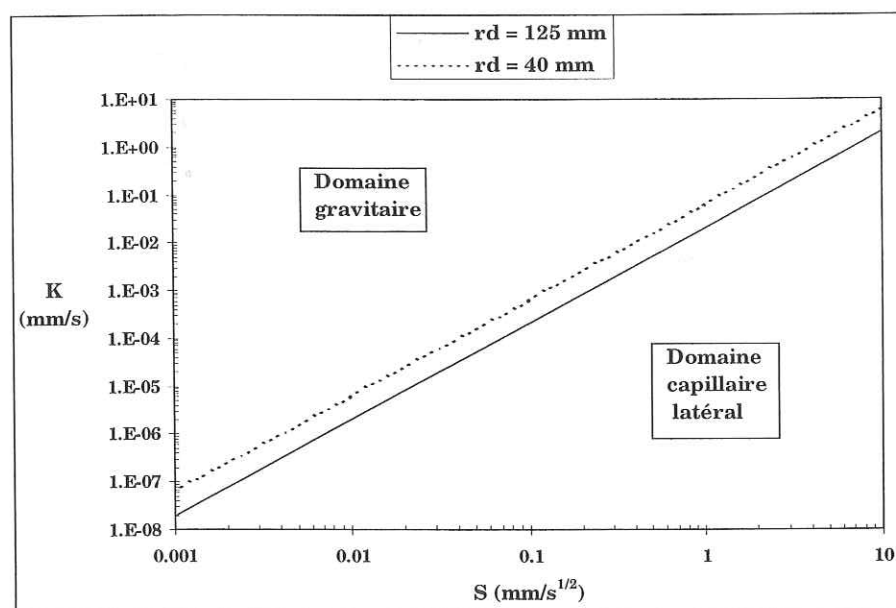


Figure 4-4 : Représentation des domaines capillaire latéral et gravitaire pour l'infiltration aux temps longs pour deux rayons de disque ($\Delta \theta = 0.3 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$).

Remarque : une étude sera menée au chapitre suivant afin de comparer les résultats obtenus à partir de l'analyse en régime transitoire et en régime quasi-permanent.

4-2-3. Evaluation des incertitudes

De manière simplifiée, la précision de l'estimation de K_0 et S_0 provient de deux sources :

- l'incertitude liée à l'expérimentation,
- l'incertitude liée à la modélisation.

Les incertitudes expérimentales sont obtenues de manière simple, à partir des erreurs de lecture sur les hauteurs d'eau infiltrée. Elles permettent de déterminer un intervalle de confiance pour chaque point expérimental de la courbe $I(t)$.

Quelle que soit la méthode d'analyse utilisée (aux temps courts ou aux temps longs), il a été vu que la modélisation du phénomène peut se réduire à une analyse linéaire. Les incertitudes sur K_0 et S_0 seront calculées à partir des statistiques de la régression linéaire.

Nous allons donc, dans ce qui suit, quantifier les incertitudes inhérentes à chacune des deux méthodes d'analyse utilisées dans le cadre de ce travail, en régime d'infiltration transitoire et en régime d'infiltration quasi-permanent.

4-2-3-a. Incertitude sur l'estimation de K_0 et S_0 aux temps courts

Un calcul d'erreur élémentaire permet d'évaluer l'incertitude expérimentale absolue sur chaque point i de la courbe expérimentale $(\partial I / \partial \sqrt{t})(\sqrt{t})$, d'abscisse $\sqrt{t_i}$ et d'ordonnée $[I_{i+1} - I_{i-1}] / (\sqrt{t_{i+1}} - \sqrt{t_{i-1}})$. On obtient ainsi :

$$\Delta \left(\frac{\partial I_i}{\partial \sqrt{t_i}} \right) = \frac{2 \Delta I}{\sqrt{t_{i+1}} - \sqrt{t_{i-1}}} + \frac{\Delta t}{2} \cdot \frac{\sqrt{t_{i+1}} + \sqrt{t_{i-1}}}{\sqrt{t_{i+1}} \cdot \sqrt{t_{i-1}}} \cdot \frac{I_{i+1} - I_{i-1}}{(\sqrt{t_{i+1}} - \sqrt{t_{i-1}})^2} \quad (4-18)$$

L'incertitude absolue sur l'infiltration cumulée ΔI est liée à l'imprécision de lecture sur h_w la hauteur d'eau infiltrée par la relation :

$$\Delta I = \frac{s_r}{S_d} \cdot \Delta h_w \quad (4-19)$$

où s_r et S_d sont les sections du réservoir d'alimentation et du disque, respectivement.

En pratique Δh_w est estimée à $\pm 2 \text{ mm}$, bien qu'elle ne soit pas constante. En effet, les premiers temps de lecture sont moins précis du fait du flux d'écoulement important, et de la présence de nombreuses bulles d'air remontant le réservoir d'alimentation. Cependant la valeur de 2 mm nous semble être un maximum pour Δh_w , y compris pour les premiers points $h_w(t)$.

En toute rigueur, l'**incertitude expérimentale absolue** sur le temps Δt est due au laps de temps s'écoulant entre le moment où l'opérateur lit une hauteur d'eau sur le réservoir d'alimentation, et celui où il lit sur le chronomètre le temps correspondant. Pour les raisons évoquées précédemment, Δt n'aura un sens qu'aux premiers temps de l'infiltration (et n'a pas lieu d'être s'il y a deux opérateurs). Elle est estimée à ± 1 s, mais nous verrons que pour les durées d'infiltration sur lesquelles nous travaillons, le deuxième terme de l'équation (4-17) (en $\Delta t/\sqrt{t_i}$) est le plus souvent négligeable.

Les statistiques de la régression linéaire fournissent les incertitudes sur K_0 et S_0 . On considère en effet que ΔS_0 , l'**incertitude absolue sur S_0** , est égale à σ_{S_0} , l'**écart-type d'estimation de l'ordonnée à l'origine** de la droite $(\partial I/\partial \sqrt{t})(\sqrt{t})$ ajustée.

L'**incertitude absolue sur K_0** , ΔK_0 , est obtenue à partir de σ_{2B} , l'**écart-type d'estimation de la pente** de $(\partial I/\partial \sqrt{t})(\sqrt{t})$ ajustée. L'expression de K_0 à partir de B est donnée par l'équation (4-4). Il a été vu au chapitre (2) que les constantes γ et β de l'équation intervenant dans cette équation étaient fixées à 0.75 et 0.6 respectivement, mais qu'elles pouvaient varier dans l'intervalle [0.6;0.8] et [0;1]. Cela ne nous donne évidemment aucune indication sur l'intervalle de confiance de γ et β . C'est pourquoi nous choisirons tout à fait arbitrairement une incertitude sur γ et β de 5%. En négligeant l'incertitude sur $\Delta\theta$, par rapport à celles définies précédemment (Vandervaere et al. (1997)), il vient :

$$\frac{\Delta K_0}{K_0} = \frac{\Delta\beta}{2-\beta} + \frac{\frac{\sigma_{2B}}{2} + \frac{S_0^2}{r_d \Delta\theta} \cdot \Delta\gamma + \frac{\gamma}{r_d \Delta\theta} \cdot 2S_0 \cdot \Delta S_0}{B - \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta\theta}} \quad (4-20)$$

avec :

$$\Delta S_0 = \sigma_{S_0} \quad (4-21)$$

4-2-3-b. Incertitude sur l'estimation de K_0 et S_0 aux temps longs

Avec cette méthode d'analyse, l'ajustement se fait directement sur la courbe $I(t)$, à partir de l'équation d'infiltration (4-10) aux temps longs. La démarche utilisée ici est identique à celle décrite précédemment :

- ① évaluation des incertitudes expérimentales,
- ② détermination des incertitudes sur K_0 et S_0 à partir des statistiques de la régression linéaire.

Les intervalles de confiance sur les points expérimentaux $I(t)$ sont calculés à partir de la définition de l'infiltration cumulée, et sont donnés suivant l'équation (4-19).

De la même manière que dans le paragraphe précédent, l'incertitude sur le temps est négligée. Cette hypothèse est à plus forte raison correcte ici puisque l'intérêt est porté sur les temps longs.

L'incertitude d'estimation des paramètres hydrodynamiques est finalement obtenue à partir d'un calcul d'erreur élémentaire sur les expressions de K_0 et S_0 (équations (4-13) et (4-14)) qui conduit à :

$$\frac{\Delta K_0}{K_0} = \frac{\sigma_{B_{TL}}}{B_{TL}} + \frac{\Delta\beta}{\beta \cdot \ln \beta} + \frac{r_d \cdot \Delta\theta \cdot \frac{\Delta\beta}{\beta} + 2 \cdot \Delta\beta \cdot \gamma A_{TL} + 2 \cdot (1-\beta) \cdot (\gamma \cdot \sigma_{A_{TL}} + A_{TL} \cdot \Delta\gamma)}{r_d \cdot \Delta\theta \ln \frac{1}{\beta} + 2\gamma \cdot (1-\beta) A_{TL}} \quad (4-22)$$

$$\frac{\Delta S_0}{S_0} = \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{\sigma_{A_{TL}}}{A_{TL}} + \frac{\sigma_{B_{TL}}}{B_{TL}} + \frac{\Delta\beta}{1-\beta} + \frac{r_d \cdot \Delta\theta \cdot \frac{\Delta\beta}{\beta} + 2 \cdot \Delta\beta \cdot \gamma A_{TL} + 2 \cdot (1-\beta) \cdot (\gamma \cdot \sigma_{A_{TL}} + A_{TL} \cdot \Delta\gamma)}{r_d \cdot \Delta\theta \ln \frac{1}{\beta} + 2\gamma \cdot (1-\beta) A_{TL}} \right) \quad (4-23)$$

où, $\sigma_{A_{TL}} = \Delta A_{TL}$ et $\sigma_{B_{TL}} = \Delta B_{TL}$ sont les erreurs-type d'estimation sur A_{TL} et B_{TL} respectivement, obtenues à partir de l'ajustement linéaire de l'équation (4-10) sur l'infiltration cumulée expérimentale. On suppose de la même manière que précédemment que $\Delta\beta/\beta = \Delta\gamma/\gamma = 5\%$.

4-3. INCERTITUDES SUR LES LONGUEURS ET TEMPS CARACTERISTIQUES

Parmi les longueurs et les temps caractéristiques définis au paragraphe (2-2-5), les grandeurs sur lesquelles nous allons porter de l'intérêt sont :

- la **taille moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels** à la pression imposée, λ_m (équation (2-26)),
- le **temps d'établissement du régime d'écoulement permanent** en géométrie d'infiltration axisymétrique tridimensionnelle, t_{stab} (équation (2-30)),
- le **temps géométrique modifié**, t_{geomod} (équation (2-28)), qui permet d'évaluer à quel instant la géométrie axisymétrique tridimensionnelle du système prend le pas sur la capillarité verticale,
- le **temps gravitaire**, t_{grav} (équation (2-29)), qui définit la durée nécessaire à l'apparition de la gravité.

Chacun de ces paramètres est exprimé à partir d'une puissance ≥ 2 de la sorptivité capillaire et/ou de la conductivité hydraulique. Ils présentent donc une grande sensibilité aux variations des grandeurs estimées K_0 et S_0 . En différenciant chacune des équations, (2-26), (2-30), (2-28), et (2-29), il vient :

$$\frac{\Delta \lambda_m}{\lambda_m} = \frac{\Delta b}{b} + \frac{\Delta K_0}{K_0} + 2 \frac{\Delta S_0}{S_0} \quad (4-24)$$

$$\frac{\Delta t_{stab}}{t_{stab}} = 2 \cdot \left(\frac{\Delta S_0}{S_0} + \frac{\Delta K_0 + \frac{2\gamma S_0 \cdot \Delta S_0 + S_0^2 \cdot \Delta \gamma}{r_d \cdot \Delta \theta}}{K_0 + \frac{\gamma S_0^2}{r_d \cdot \Delta \theta}} \right) \quad (4-25)$$

$$\frac{\Delta t_{geomod}}{t_{geomod}} = 2 \cdot \left(\frac{\Delta S_0}{S_0} + \frac{\Delta \gamma}{\gamma} \right) \quad (4-26)$$

$$\frac{\Delta t_{grav}}{t_{grav}} = 2 \left(\frac{\Delta K_0}{K_0} + \frac{\Delta S_0}{S_0} \right) \quad (4-27)$$

La valeur du paramètre de forme b de la diffusivité capillaire est généralement prise égale à 0.55, mais varie en réalité dans l'intervalle $\left[\frac{1}{2}; \frac{\pi}{4}\right]$. Nous ne possédons aucune information concernant l'erreur type sur b , c'est pourquoi nous choisirons arbitrairement pour $\Delta b/b$, l'erreur relative sur b , la même valeur que pour les constantes γ et β , à savoir 5%.

4-4. RESUME ET CONCLUSION

La méthodologie présentée ici permet de déterminer les paramètres K_0 et S_0 à partir de l'analyse de l'infiltration aux temps courts (TC) et aux temps longs (TL).

Les points essentiels de l'analyse **TC** sont les suivants :

- Les caractéristiques hydrodynamiques sont obtenues à partir de l'**ajustement linéaire** de la dérivée de l'équation d'infiltration par rapport à la racine du temps, sur les points expérimentaux $\left(\partial I / \partial \sqrt{t}\right)(\sqrt{t})$. Cette démarche permet de prendre en compte la *forme* de la courbe d'infiltration, et d'éviter d'éventuels problèmes de *pondération* lors de l'ajustement.
- L'effet de la **couche de sable de contact** est pris en compte dans l'analyse en supposant que l'eau est simultanément infiltrée dans le sable puis dans le sol. Cela revient à considérer un écoulement "piston" dans le sable.
- Le **domaine de validité** de la modélisation TC est estimé à partir du temps caractéristique de stabilisation du flux, t_{stab} .
- Enfin, la **précision de l'estimation** des paramètres est dépendante du moteur dominant de l'écoulement, schématisé dans le plan (S_0, K_0) par le domaine gravitaire et le domaine capillaire latéral.

Pour l'analyse **TL**, les points à retenir ont les suivants :

- L'**ajustement linéaire** est direct sur la courbe d'infiltration cumulée $I(t)$.
- La courbe $I(t)$ peut être corrigée des effets de la **couche de sable de contact**, avec l'hypothèse d'écoulement "piston" dans le sable.

- Le **domaine de validité** est établi à partir des temps caractéristiques géométrique modifié, t_{geomod} et gravitaire, t_{grav} .
- La **précision de l'estimation** des paramètres hydrodynamiques peut également être évaluée à partir de la représentation dans le plan (S_0, K_0) du moteur dominant de l'écoulement.

Pour les deux méthodes d'analyse, un intervalle de confiance pour les points expérimentaux peut être évalué. Les incertitudes d'estimation sur K_0 et S_0 seront ensuite calculées à partir des statistiques de la régression linéaire.

Chapitre 5

Analyse du transport de soluté sous l'infiltromètre, en vue de la caractérisation hydrodispersive

5-1. INTRODUCTION

Nous ferons le choix ici, et dans tout ce qui suivra, de modéliser le transport du soluté avec le modèle MIM. Dans ce cas, les variables caractéristiques du transport (ou **caractéristiques hydrodispersives**) seront :

- la fraction d'eau mobile $f = \theta_m/\theta$,
- le coefficient de dispersion D ,
- le coefficient d'échange de soluté entre les régions d'eau mobile et immobile α .

Quel que soit le modèle utilisé pour représenter le transport du soluté, les paramètres hydrodispersifs sont estimés par ajustement des expressions analytiques (données en régime d'écoulement d'eau permanent) de la concentration (de flux ou résidente) sur les données expérimentales.

Classiquement, les données en concentrations (de flux ou résidente) nécessaires pour l'ajustement sont obtenues à partir d'essais sur colonnes de laboratoire, ou sur lysimètres de terrain (ce qui suppose une géométrie d'écoulement monodimensionnelle). Dans la majeure partie des cas, la solution infiltrée est prélevée à la sortie de la colonne, à différents temps, exprimés en **temps adimensionnel** (équation (2-67)). On obtient ainsi une **courbe d'élution** expérimentale.

Ce protocole a d'abord été suivi en **laboratoire**, sur des colonnes de sable par (entre autres) **Gaudet et al.** (1977), **De Smedt et al.** (1986), **Silliman et Simpson** (1987). L'objectif de tels essais étant de mettre en évidence, d'abord sur un matériau simple, les différents processus intervenant dans le transport de soluté, en conditions saturées et non saturées.

Bond et Wierenga (1990) ont réalisé le même type d'expérimentations, en travaillant avec des colonnes de sable qui sont sectionnées en fin d'infiltration. Les données ainsi disponibles sont les concentrations résidentes en fonction de la profondeur, à un temps donné.

Cependant d'autres matériaux sont également utilisés pour caractériser le transport dans différents milieux, ou en variant les conditions aux limites. Ainsi **Lafolie et al.** (1997) ont étudié la corrélation existant entre le coefficient d'échange α et le coefficient de dispersion à l'aide de billes de verre. Ces auteurs ont ainsi mis en évidence que le transport du soluté est modifié, suivant que le milieu est constitué de billes de verre simples ou de billes de verre poreuses. Ils ont ainsi montré que les gradients de concentration dans la phase mobile sont modifiés s'il y a un échange de soluté entre la phase mobile et l'intérieur des billes de verre poreuses. Cela signifie que les deux coefficients D et α (l'un participant au mouvement dans la phase solide, l'autre à l'échange entre les deux régions mobile et immobile) ne sont pas indépendants, dans leurs conditions d'essai.

Haga et al. (1999) ont eux aussi utilisé des billes de verre, afin de caractériser la dispersion hydrodynamique dans un milieu biphasique eau/gaz, à différents degrés de saturation. Ils ont ainsi donné une relation entre le nombre de Peclet, Pe (défini au chapitre (2), équation (2-65)), et le degré de saturation du milieu, S_r (qui représente la proportion de l'espace poral occupé par de la phase liquide). Il est apparu qu'il existe un degré de saturation critique, au-delà duquel le nombre de Peclet décroît linéairement lorsque le taux de saturation augmente. En deçà de cette valeur critique, il apparaît un écoulement biphasique de liquide et de gaz. La relation entre le nombre de Peclet et le degré de saturation est alors caractérisée par une brutale décroissance de Pe si S_r diminue entre 83% et 75%, suivie par une décroissance plus graduelle de Pe entre $S_r = 75\%$ et $S_r = 41\%$.

Scotter et Tillman (1991), **Czapar et al.** (1992), **Brusseau** (1993) ont, quant à eux, travaillé sur des colonnes de sol remanié. Les premiers ont comparé la redistribution d'eau tritiée et de bromure dans un limon, après interruption de l'alimentation en solution. Ils ont ainsi montré que le front de bromure était légèrement en avance sur le front d'eau

tritiée, ce qui met en évidence une faible exclusion anionique. D'autre part, le front de bromure était moins étalé que pour l'eau tritiée. Cela indique que le bromure a moins diffusé que l'eau tritiée durant la période de redistribution.

Czapar et al. (1992) ont étudié l'influence de la présence de macropores artificiels, continus ou discontinus, sur le transport du soluté. Ils ont montré que l'écoulement préférentiel est plus important quand l'intensité de l'irrigation est supérieure à la conductivité hydraulique.

Brusseau (1993) a montré que la dispersivité était indépendante de la taille de la molécule du soluté utilisé (un anion organique et de l'eau tritiée), et que la diffusion axiale était importante à faible vitesse d'eau. A l'inverse, cet auteur a mis en évidence l'influence prédominante de la dispersion hydrodynamique (comparativement à la diffusion axiale) sur l'étalement du soluté quand la vitesse de l'eau augmente.

Remarque : l'utilisation couplée de traceurs et de solutés interactifs sur les colonnes de laboratoire (Van Genuchten et al. (1977), Nkedi-Kizza et al. (1983), Clothier et al. (1988), Kookana et al. (1993)), permet également de caractériser le transport des solutés non inertes.

Le transport du terrain au laboratoire de colonnes de sol non remanié peut être nécessaire pour la caractérisation hydrodispersive d'un type de sol particulier. **Seyfried et Rao** (1987) ont par exemple évalué les paramètres du modèle MIM et du modèle CDE pour un sol à agrégats.

Enfin, les expérimentations peuvent être menées directement *in situ*, en utilisant un lysimètre de terrain, le plus souvent en conditions contrôlées (**Pearson et al.** (1996), **Swensen** (1997), **Schoen et al.** (1999a)). Ce type d'expérimentation est celui permettant la caractérisation la plus proche de la réalité d'un sol soumis au transport de soluté. Cependant, une de ses principales limites concerne la lourdeur du protocole de mise en place du lysimètre, qui exclut toute tentative de répétition, dans le cas d'une étude de variabilité spatiale par exemple.

La méthodologie d'obtention des paramètres hydrodispersifs qui va être proposée ici ne présente pas ce type d'inconvénient, puisqu'elle repose sur l'utilisation de l'infiltrométrie. Cependant elle possède certaines limitations, qui concernent notamment les hypothèses émises pour simplifier la modélisation. Nous reviendrons sur ces limitations,

après avoir dans un premier temps exposé le mode d'analyse des essais d'infiltrométrie pour l'estimation de la fraction d'eau mobile, du coefficient de dispersion, et du coefficient d'échange entre les régions d'eau mobile et immobile.

5.2. CALCUL DE LA FRACTION D'EAU MOBILE

La fraction d'eau mobile $f = \theta_m / \theta$ caractérise la **quantité d'eau effectivement mobile** dans un sol. Aux vitesses de l'eau auxquelles nous travaillons, c'est le paramètre le plus important dans le transport du soluté.

Par exemple, en terme de transport de polluants vers les aquifères, l'arrivée à la nappe d'un soluté appliqué à la surface du sol est plus rapide s'il existe de l'eau stagnante dans la zone non saturée.

La présence d'eau immobile dans les sols peut être d'origine **texturale** ou **structurale**. Les sols à **forte teneur en argile** par exemple possèdent une teneur en eau immobile importante, du fait de la pellicule d'eau résiduelle présente sur les particules d'argile. Dans les sols à **agrégats**, l'eau piégée à l'intérieur des agrégats est immobile.

Quant à l'origine structurale de l'eau immobile, elle peut être liée à la présence de **pores en "cul-de-sac"**. Ou s'il existe dans le sol d'importants **écoulements préférentiels**, les vitesses d'écoulement dans la microporosité peuvent être suffisamment faibles par rapport aux vitesses dans les macropores ou les fissures pour être considérées comme étant nulles.

Il existe deux "écoles" pour la détermination de f par infiltrométrie : celle de **Clothier et al.** (1992) et celle de **Jaynes et al.** (1995), notées par la suite, respectivement méthode "mono-traçage" (MoT) et méthode "multi-traçage" (MuT). Nous allons rappeler en détail le principe de ces deux méthodes d'analyses, puis une étude comparative entre MoT et MuT sera faite.

5.2-1. Méthode mono-traçage MoT

5.2-1-a. Equations de base

La méthode d'analyse proposée par **Clothier et al.** (1992) pour calculer f est fondée sur l'équation de conservation de la masse d'un traceur dans l'eau (équation (2-32)), qui est rappelée ci-après :

$$\theta C = \theta_m C_m + \theta_{im} C_{im} \quad (5-1)$$

La géométrie de l'écoulement sous TRIMS est axisymétrique tridimensionnelle. Les caractéristiques physiques du milieu, et notamment la teneur en eau et les concentrations, peuvent donc être repérées dans l'espace des coordonnées cylindriques. Etant donné que les grandeurs physiques définies ici seront principalement mesurées sous l'axe du disque, c'est à dire à la coordonnée radiale $r = 0$, elles seront localisées uniquement par rapport à la profondeur, et s'écriront ainsi $C(z,t)$ et $\theta(z,t)$.

D'une manière générale, le protocole expérimental de la méthode MoT consiste à infiltrer dans le sol de l'eau à la pression h_0 , à l'aide du TRIMS et pendant une durée t_{eau} . Quand le régime d'écoulement permanent est atteint, un traceur en solution dans l'eau à la concentration C_0 est infiltré, pendant une durée t_{sol} . A la fin de l'infiltration, c'est à dire à t_{ech} , le sol est échantillonné, ce qui permet d'avoir accès (entre autres) à la concentration totale de soluté sur la profondeur d'échantillonnage z_0 , $C(z_0, t_0)$ (voir paragraphe (3-4-4)). Dans ce cas $t_{ech} = t_{eau} + t_{sol}$.

Dans certaines situations expérimentales (lorsque la teneur en eau initiale est élevée par exemple), la solution est **directement** infiltrée dans le sol. Dans ce cas, $t_{eau} = 0$.

En supposant que la région juste sous la surface du disque est en équilibre à t_{sol} , et que les phénomènes dispersifs y sont négligeables, alors la concentration dans la phase mobile du volume échantillonné, $C_m(z_0, t_0)$, est fixée par la solution contenue dans l'infiltromètre, et on a :

$$C_m(z_0, t_{sol}) = C_0 \quad (5-2)$$

La deuxième hypothèse nécessaire pour le calcul de f concerne la concentration dans la phase immobile. Si au temps d'échantillonnage, c'est à dire à la fin de l'infiltration de la solution, t_{sol} , il y a eu suffisamment peu d'échange de soluté entre les régions d'eau mobile et immobile pour que α puisse être négligé, alors la seconde hypothèse s'écrit :

$$C_{im}(z_0, t_{sol}) = 0 \quad (5-3)$$

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

30 AOÛT 2003

En appliquant les hypothèses (5-2) et (5-3) dans l'équation de conservation de la masse (5-1), il vient :

$$f = \frac{\theta_m}{\theta} = \frac{C(z_0, t_{sol})}{C_0} \quad (5-4.a)$$

Remarques : - dans le cas où le traceur utilisé est présent dans le sol avant l'infiltration, à la concentration C_{ini} , alors l'équation (5-4.a) s'écrit :

$$f = \frac{\theta_m}{\theta} = \frac{C(z_0, t_{sol}) - C_{ini}}{C_0 - C_{ini}} \quad (5-4.b)$$

- pour mémoire, l'expression exacte de f est (si $C_{ini} = 0$) :

$$f = \frac{\theta_m}{\theta} = \frac{\frac{C(0, t_{sol})}{C_m(z_0, t_{sol})} - \frac{C_{im}(0, t_{sol})}{C_m(z_0, t_{sol})}}{1 - \frac{C_{im}(z_0, t_{sol})}{C_m(z_0, t_{sol})}} \quad (5-5)$$

Les expressions (5-4) permettent ainsi de mesurer de manière simplifiée la teneur volumique en eau mobile puisque θ et C sont issus de l'échantillonnage et C_0 est imposée par l'infiltromètre.

5-2-1-b. Signification physique des hypothèses

La condition (5-2) est relative à la concentration dans la phase mobile, exactement au point de surface, c'est à dire à $z = 0$. Or les volumes échantillonnés concernent une profondeur z_0 . C'est donc sur la concentration *moyenne* de soluté dans la phase d'eau mobile $\bar{C}_m(z_0, t_{sol})$ à la fin de l'infiltration de soluté que doit être appliquée l'hypothèse (5-2).

Cela suppose ainsi que les **phénomènes dispersifs** sur la profondeur d'échantillonnage sont devenus **négligeables**, au temps de prélèvement des échantillons. Ceci est représenté sur la figure (5-1) : il existe une borne inférieure au temps d'échantillonnage, t_{min} , à partir de laquelle $\bar{C}_m(z_0, t_{sol}) = C_0$. Si $t_{sol} < t_{min}$ alors $\bar{C}_m(z_0, t_{sol}) < C_0$, et f sera sous-estimée (Roulier (1996)).

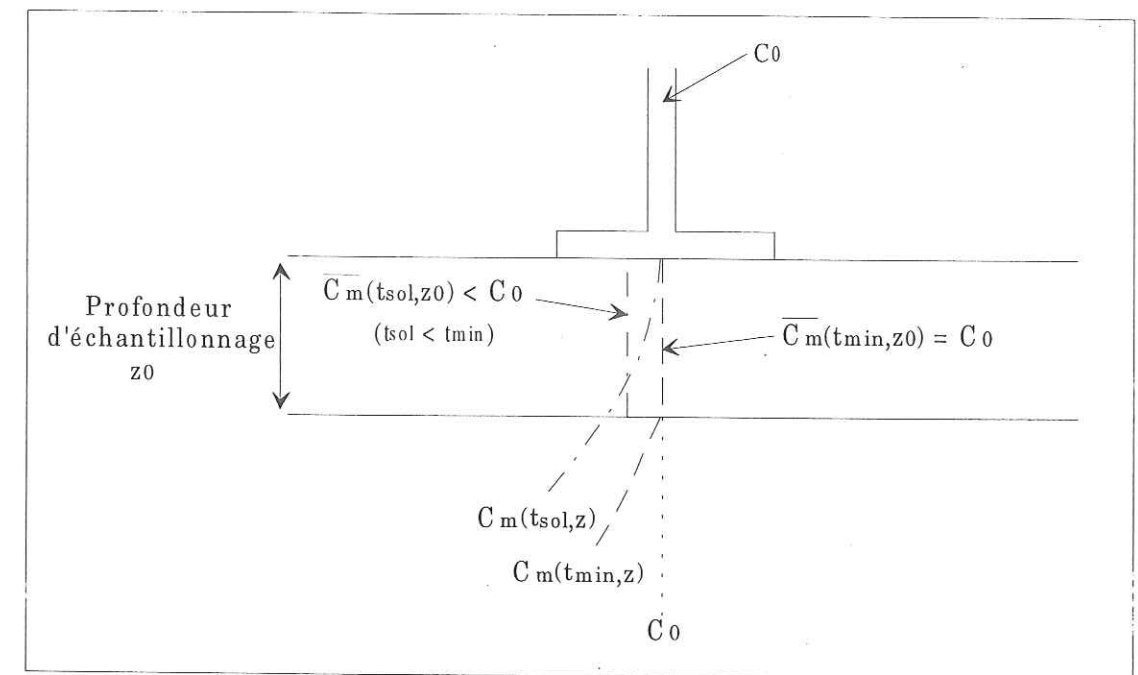


Figure 5-1 : Evolution de la concentration dans la phase mobile suivant la durée d'infiltration de la solution.

L'hypothèse (5-3) suppose qu'il n'y a pas eu de transfert de soluté entre les régions d'eau mobile et immobile pendant la durée d'infiltration de la solution t_{sol} . Cela revient à considérer qu'à l'échelle de temps de l'étude, le coefficient d'échange α est tel que $\alpha \approx 0$. Si cette condition n'est pas vérifiée et que $C_{im}(z_0, t_{sol}) > 0$, alors f sera surestimée (Roulier (1996)).

5-2-1-c. Conditions d'application de la méthode MoT

Clothier et al. (1995) ont traité le problème en utilisant I_{sol} , la quantité (en hauteur d'eau) de solution infiltrée. Ces auteurs ont estimé à 25 mm la lame de solution minimale à infiltrer pour que l'estimation de f ne soit pas biaisée par des effets dispersifs.

Snow (1999) a utilisé une solution analytique aux équations du transport, en géométrie d'écoulement monodimensionnelle, pour simuler des profils de concentration avec différentes valeurs de λ , la **dispersivité**, et de I_{sol} , la **lame de solution infiltrée**. En conclusion à cette étude, cet auteur a proposé une condition sur I_{sol} pour que l'hypothèse (5-2) soit correcte, et que le paramètre f ne soit pas sous-estimé. Cette condition est la suivante :

$$I_{sol} > \lambda \quad (5-6)$$

Dans la majeure partie des cas rencontrés dans la littérature, la dispersivité est telle que $2 \text{ mm} < \lambda < 20 \text{ mm}$ (Wagenet (1983)), les valeurs les plus grandes étant obtenues à l'approche de la saturation. La valeur de λ n'étant pas connue *a priori*, Snow (1999) a choisi par défaut 20 mm comme borne inférieure à I_{sol} .

Remarque : dans le cas où la solution est directement infiltrée dans le sol, sans infiltration préalable d'eau, Clothier et al. (1995) ont montré que les phénomènes dispersifs étaient moins importants, et qu'une lame de solution de 15 mm était suffisante pour vérifier l'hypothèse (5-2). Nous reviendrons par la suite sur les conditions expérimentales initiales nécessaires à l'application de ce mode opératoire.

L'hypothèse (5-3) revient à considérer que le temps caractéristique d'échange (voir chapitre (2-3-5)), dont l'expression est rappelée ici :

$$t_{\alpha} = \frac{\theta_{im}}{\alpha} \quad (5-7)$$

est tel que $t_{sol} < t_{\alpha}$.

Snow (1999) quant à lui a évalué, toujours pour des essais simulés, la validité de l'hypothèse (5-3) en considérant le flux permanent d'infiltration de la solution, en écoulement monodimensionnel, noté q_{stab1D} . Cet auteur est arrivé à la conclusion que q_{stab1D} devait être supérieur à 10 mm/h, et que la lame infiltrée devait être inférieure à $1.25(\text{heures}) \times q_{stab1D}$ pour que l'hypothèse $C_{im}(z_0, t_0) \approx 0$ ait un sens.

Les valeurs de α , θ_{im} , et q_{stab} n'étant *a priori* pas connues, il est difficile de les utiliser avant l'expérimentation pour évaluer la durée de l'infiltration. Il pourra par contre être intéressant de les utiliser *a posteriori* pour évaluer un intervalle de confiance sur f .

Remarque : il a été vu que les deux hypothèses de calcul de f conduisaient, l'une à une sous-estimation de ce paramètre, l'autre à une surestimation. C'est pourquoi parmi ses conclusions, Snow (1999) a montré qu'il existait un domaine dans l'espace des paramètres I_{sol} , q_{stab1D} , et λ , dans lequel l'estimation de f était correcte, les conditions (5-2) et (5-3) pouvant ne pas être vérifiées.

5-2-2. Méthode multi-traçage MuT

5-2-2-a. Mise en œuvre - Equations de base

Jaynes et al. (1995) ont étendu la méthode MoT à l'infiltration consécutive de plusieurs traceurs. Expérimentalement le protocole est le même que celui de Clothier et al. (1992) à la différence près qu'une fois le régime permanent d'écoulement d'eau établi, la solution dans l'infiltromètre est remplacée plusieurs fois.

Jaynes et al. (1995) disposaient en tout de 4 solutions de traceurs organiques. La première solution a été infiltrée pendant une durée $t_{sol,1}$, à la concentration molaire C_0 . Le deuxième infiltromètre contenait un mélange de la première solution et de la seconde, qui a été infiltré pendant une durée $t_{sol,2}$. La concentration de la première solution a été ici réduite, afin de conserver la même concentration molaire C_0 pour la solution infiltrée. De la même manière, le troisième infiltromètre contenait un mélange des deux précédentes solutions, et de la troisième, et le dernier infiltromètre contenait les quatre solutions. Dans chaque cas, la concentration molaire totale de la solution infiltrée restait égale à C_0 .

Ce ne sont donc pas un mais plusieurs traceurs qui sont infiltrés successivement, pendant une durée déterminée $t_{sol,i}$ (l'indice i se rapportant à chacun des traceurs infiltrés), comme il est montré sur la figure (5-2).

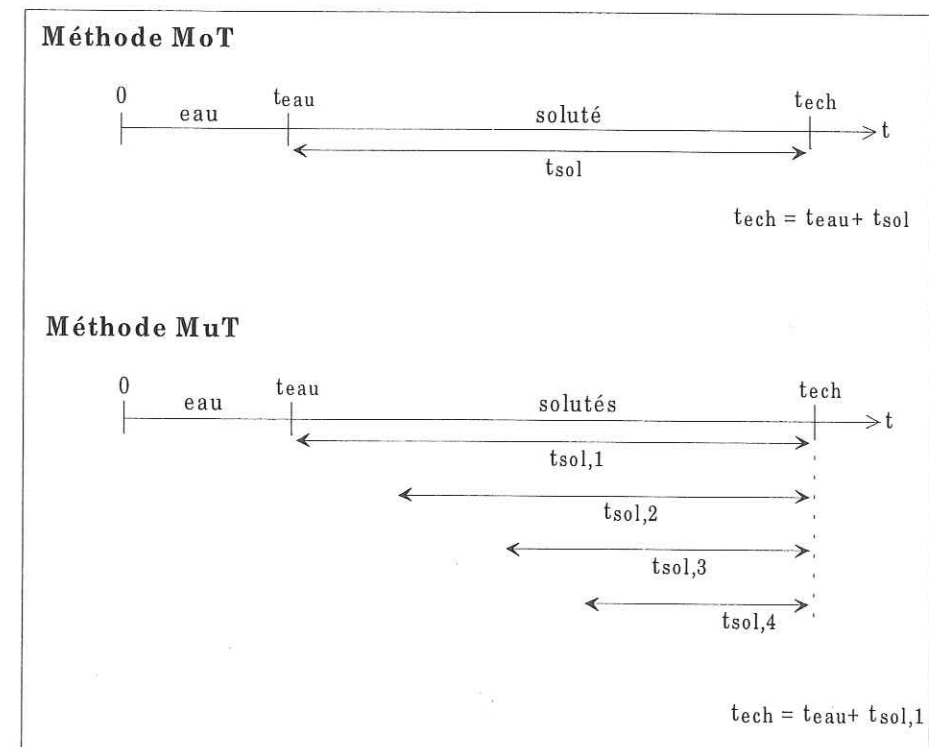


Figure 5-2 : Comparaison des temps expérimentaux pour la méthode MoT et la méthode MuT.

Le sol est ensuite échantillonné en surface à t_{ech} , et les concentrations totales sont mesurées. Pour chaque traceur i , on dispose donc de $C_i(z_0, t_{sol,i})$.

L'analyse est ensuite fondée sur l'équation (2-39) d'échange que nous rappelons ici :

$$\theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \alpha(C_m - C_{im}) \quad (5-8)$$

En intégrant cette équation entre 0 et $t_{sol,i}$, et en supposant :

$$C_{m,i}(z_0, t_{sol,i}) = C_0 \quad (5-9)$$

il vient (si aucun des traceurs utilisés n'est présent dans le sol avant l'infiltration) :

$$\ln\left(1 - \frac{C_i(z_0, t_{sol,i})}{C_0}\right) = -\frac{\alpha}{\theta_{im}} t_{sol,i} + \ln\left(\frac{\theta_{im}}{\theta}\right) \quad (5-10)$$

La concentration totale de chaque traceur (infiltré pendant une durée $t_{sol,i}$) $C_i(z_0, t_{sol,i})$ est connue par échantillonnage du sol à l'instant t_{ech} (c'est à dire à l'issue de l'infiltration de tous les traceurs). Il en est de même pour θ .

La représentation de la courbe $\ln\left(1 - \frac{C_i(z_0, t_{sol,i})}{C_0}\right)$ en fonction de la durée d'infiltration de chacun des traceurs $t_{sol,i}$, doit donc résulter en **une droite, de pente négative** $-(\alpha/\theta_{im})$, et d'**ordonnée à l'origine** $\ln(\theta_{im}/\theta)$. La méthodologie proposée par **Jaynes et al.** (1995) permet donc *a priori* la détermination de θ_{im} , mais également de α , sur laquelle nous reviendrons par la suite.

Remarque : Jaynes et Shao (1999) ont modifié l'équation (5-10) pour le cas où α est petit, et en supposant $D = 0$. Elle devient ainsi :

$$\ln\left(1 - \frac{C_{sol,i}(z_0, t_{sol,i})}{C_0}\right) = -\frac{\alpha}{\theta_{im}} t_{sol,i} + \ln\left(\frac{\theta_{im}}{\theta}\right) + \frac{z_0 \alpha \theta_m}{\theta_{im} q} \quad (5-11)$$

Ici z_0 est la profondeur d'échantillonnage et q est le flux d'infiltration en régime d'écoulement permanent.

5-2-2-b Conditions d'application de la méthode MuT

L'hypothèse d'utilisation de l'expression (5-10) est identique à celle utilisée dans la méthode MoT pour la concentration dans la phase mobile (équation (5-2)), à la différence qu'elle doit s'appliquer à tous les traceurs infiltrés. Ainsi, l'échantillonnage sur une profondeur suffisamment faible pour que la dispersion affecte la concentration totale biaise les résultats dans le sens d'une sous-estimation de f .

La validité de l'hypothèse (5-9) est donc soumise aux mêmes conditions que dans le cas d'essais MoT, à savoir qu'il existe un **temps minimal d'infiltration** pour chacun des traceurs, $t_{sol,i(min)}$, pour que $C_{m,i}(z_0, t_{sol,i}) = C_0$. Mais $t_{sol,i(min)}$ est aussi conditionné par le fait que contrairement à la méthode MoT, il faut ici que $C_{im,i}(z_0, t_{sol,i}) \neq 0$. Il est donc également nécessaire pour cela que $t_{sol,i(min)}$ soit suffisamment grand pour que chacun des traceurs infiltrés soit présent dans la phase immobile.

D'autre part, si la durée d'infiltration de chaque traceur est infinie, la concentration totale mesurée $C_i(z_0, t_{sol,i})$ tend vers C_0 . Dans ce cas $\ln(1 - C_i(z_0, t_{sol,i})/C_0)$ n'est plus défini. **La durée maximale** d'expérimentation doit donc être choisie de telle sorte que pour le premier traceur infiltré (et donc pour les suivants), on ait $C_1(0, t_{sol,1}) < C_0$. Il faut donc que $t_{sol,1} < t_{max,1}$, où $t_{max,1}$ est la borne supérieure de la durée d'infiltration du premier traceur.

Snow (1999) s'est également intéressé (numériquement) à la précision d'estimation de θ_{im} et de α par la méthode MuT, dans l'espace $(I_{sol,i}, q_{stab1D}, \lambda)$.

Un bon test d'évaluation de l'hypothèse (5-9) consiste à vérifier si le comportement de $\ln(1 - C(z_0, t_{sol,i})/C_0)$ en fonction de t_i est rectiligne. **Snow** (1999) a ainsi montré que la courbure de $\ln(1 - C(z_0, t_{sol,i})/C_0)(t_{sol,i})$ augmentait si $I_{sol,i}$, la lame de solution infiltrée pour chacun des traceurs, était inférieure à une valeur seuil. Il a estimé que pour obtenir θ_{im} avec un intervalle de confiance de 85%, $I_{sol,i}$ devait être supérieure à 30 mm, pour $\lambda < 20$ mm et pour $q_{stab1D} > 10$ mm/h, quelle que soit la valeur de α .

Si $\lambda > 20$ mm, obtenir une estimation correcte de θ_{im} devient d'autant plus difficile que f est grand.

Jaynes et Shao (1999) ont également établi un domaine de validité des hypothèses émises pour la méthode MuT. Ces auteurs ont généré numériquement des profils de concentration en géométrie d'écoulement monodimensionnelle, grâce auxquels ils ont pu comparer les paramètres θ_{im} et α obtenus en ajustant :

- ① la solution analytique des équations du transport en géométrie monodimensionnelle (**Van Genuchten et Wierenga** (1976)),
- ② la même solution obtenue en supposant qu'au temps d'échantillonnage, et pour chacun des traceurs infiltrés :
 - $C_m < C_0$
 - la dispersion hydrodynamique est négligeable sur la profondeur de l'échantillonnage,
- ③ l'expression (5-11), pour laquelle l'hypothèse supplémentaire est $C_m = C_0$.

Pour cette étude, **Jaynes et Shao** (1999) ont travaillé avec les grandeurs adimensionnelles couramment utilisées dans les problèmes de transport et définies au chapitre (2) : le nombre de Peclet, **Pe** (équation (2-65)), le nombre de Damkholer, ω (équation (2-66)), et le temps adimensionnel, **T** (équation (2-67)). La longueur caractéristique intervenant dans ces expressions sera ici la profondeur d'échantillonnage z_0 , et le flux d'écoulement sera le flux en régime d'écoulement permanent et en géométrie monodimensionnelle, q_{stab1D} .

Cette étude a, dans un premier temps, confirmé le fait que la précision de l'estimation de θ_{im} et α diminue suivant que les cas ①, ②, ou ③ sont considérés.

Elle a, d'autre part, permis d'établir un domaine de validité des hypothèses nécessaires à la mise en œuvre du cas ③, dans le domaine (Pe , ω , T). **Jaynes et Shao** (1999) ont ainsi estimé que chaque traceur devait être infiltré pendant au moins un temps adimensionnel pour que le front d'infiltration du soluté dépasse la profondeur d'échantillonnage z_0 .

Si la condition $T_i > 1$ est respectée, **Jaynes et Shao** (1999) ont montré que f était sous-estimée à moins de 7% pour les deux cas de figure suivants :

- si **Pe** > 100 (en ordre de grandeur, la condition sur la dispersion hydrodynamique correspondante est $D < 0.5 \text{ cm}^2/\text{h}$, pour leur cas d'étude où $q_{stab1D} = 5 \text{ cm/h}$ et $z_0 = 2 \text{ cm}$), et **quel que soit** ω ,
- si $\omega < 0.01$ (ce qui dans leur cas équivaut à $\alpha < 0.025 \text{ h}^{-1}$), et **quel que soit** **Pe**.

A l'opposé, une **estimation précise de f est impossible**, quel que soit le temps adimensionnel d'infiltration, si :

- **Pe** < 0.3 (ou $D > 150 \text{ cm}^2/\text{h}$), puisque les effets de la dispersion hydrodynamique deviennent trop important pour être négligés sur la profondeur d'échantillonnage z_0 ,
- ou - $\omega > 1$ (ou $\alpha = 2.5 \text{ h}^{-1}$), et dans ce cas le système est équivalent à un milieu sans région d'eau immobile, et $C_{m,i}(z_0, t_{sol,i}) = C_{m,i}(z_0, t_{sol,i}) = C_0$.

Cela laisse un intervalle de valeurs de Pe ($0.3 < Pe < 100$) et de ω ($0.01 < \omega < 0.1$) relativement important, sur lequel la précision de l'estimation de f dépend de deux facteurs :

- le **temps adimensionnels** d'infiltration pour chaque traceur : l'estimation de f gagne 1% en précision si $T > 4$, et l'intervalle de confiance sur f est supérieur à 99% si $T > 15$.
- la **fraction d'eau mobile** : la méthode MuT fournit des estimations de f plus précises quand la teneur en eau immobile est importante.

5-2-3. Résumé et conclusion des méthodes MoT et MuT d'estimation de la fraction d'eau mobile par infiltrométrie

Dans les deux premiers points de cette partie, deux méthodes d'analyse ont été présentées pour la détermination de la fraction d'eau mobile à l'aide de l'infiltrométrie : la méthode **mono-traceur** (MoT) et la méthode **multi-traceurs** (MuT), proposées respectivement par **Clothier et al.** (1992) et **Jaynes et al.** (1995).

Dans le premier cas **un traceur** est infiltré dans le sol en régime d'écoulement permanent d'eau, et dans le deuxième cas, c'est une **séquence de traceurs** qui est utilisée. Puis le sol est échantillonné en surface pour la mesure de θ , la teneur volumique en eau totale, et de C_i , la concentration totale de soluté, pour chacun des traceurs infiltrés (un seul dans le cas MoT).

Les équations de base du modèle MIM pour chacune des deux méthodologies sont l'équation (2-32) de **conservation de la masse** pour MoT et l'équation (2-39) d'**échange entre les régions d'eau mobile et immobile** pour MuT.

Les hypothèses émises pour le calcul de la fraction d'eau mobile portent sur la distribution du (des) soluté(s) dans le sol à la fin de l'infiltration de (des) la solution(s), c'est à dire au temps $t_{sol,i}$, et sur toute la profondeur d'échantillonnage z_0 . Il est donc supposé, pour les deux méthodologies MoT et MuT que :

- la dispersion hydrodynamique est suffisamment petite pour que le sol soit échantillonné derrière le front de soluté, c'est à dire $z_0 < z_{front,i}$, si $z_{front,i}$ est la profondeur du front de pénétration de chacun des solutés i ($i = 1$ pour MoT),
- la concentration de chacun des solutés dans la phase d'eau mobile est celle imposée par l'infiltromètre, c'est à dire $C_{m,i}(z_0, t_{sol,i}) = C_0$.

Dans le cas de la méthode MoT, une hypothèse supplémentaire est nécessaire, à savoir que le coefficient d'échange entre les régions d'eau mobile et immobile est suffisamment petit pour qu'il n'y ait pas eu à t_{sol} , et sur toute la profondeur z_0 , de transfert de soluté vers la phase immobile. Cela revient à écrire $C_{im}(z_0, t_{sol}) = 0$.

A l'opposé, il est nécessaire pour la méthode MuT que $C_{im,i}(z_0, t_{sol,i}) \neq 0$ puisqu'elle permet en outre l'estimation de α , sur laquelle nous reviendrons dans ce chapitre.

Snow (1999) a mené une étude du domaine d'applicabilité des méthodes MoT et MuT, au vu des hypothèses précédentes. Cet auteur a, pour cela, utilisé des données générées numériquement pour différentes valeurs de la dispersion hydrodynamique D , du coefficient d'échange entre les régions d'eau mobile et immobile α , et de la fraction d'eau mobile f , et pour un écoulement monodimensionnel et permanent.

Les résultats de cette étude sont donnés dans l'espace $(I_{sol,i}, q_{stab1D}, \lambda)$ (soit : lame de solution infiltrée pour chaque traceur ($i = 1$ pour MoT), flux de la solution en régime d'écoulement quasi-permanent et en géométrie monodimensionnelle, dispersivité). Ils diffèrent suivant MoT et MuT et sont résumés dans le tableau (5-1).

Tableau 5-1 : Conditions d'applicabilité des méthodes MoT et MuT dans l'espace $(I_{sol,i}, q_{stab1D}, \lambda)$. Résultats de l'étude de Snow (1999).

	MoT	MuT
$C_m(z_0, t_{sol,i}) = C_0$ $z_0 < z_{front,i}$	$I_{sol} > \lambda$ si $\lambda \leq 20 \text{ mm}$ et $\alpha < 5 \text{ h}^{-1}$	$I_{sol,i} > 30 \text{ mm}$ si $\lambda \leq 20 \text{ mm}$ et $q_{stab1D} > 10 \text{ mm/h}$
$C_{im}(z_0, t_{sol,i}) = 0$	$q_{stab1D} > 10 \text{ mm/h}$ et $I_{sol} < 1.25(\text{heures}) \times q_{stab1D}$ si $I_{sol} > 20 \text{ mm}$ et $\alpha < 0.5 \text{ h}^{-1}$ $q_{stab1D} > 10 \text{ mm/h}$ et $20 \text{ mm} < I_{sol} < 30 \text{ mm}$ si $\alpha > 0.5 \text{ h}^{-1}$	Méthode non applicable lorsque $C_{im}(z_0, t_{sol,i}) = 0$

Remarques : - les domaines de validité définis ici sont d'autant plus restreints que f est grande.
- les conditions d'applicabilité présentées ici permettent une estimation de f à 85%, pour des valeurs moyennes des paramètres $I_{sol,i}$ et q_{stab1D} obtenues en conditions expérimentales. Il est cependant possible de déterminer f avec une précision acceptable pour des valeurs plus extrêmes de $I_{sol,i}$ et q_{stab1D} .

Jaynes et Shao (1999) ont quant à eux établi un domaine de validité des hypothèses de la méthode MuT dans l'espace (Pe, ω, T) (soit : nombre de Peclet, nombre de Damkholer, temps adimensionnel).

Les résultats de cette étude sont reportés dans la figure (5-3) qui décrit, pour $T \geq 1$ et dans le plan (Pe, ω) :

- le domaine sur lequel MuT est toujours applicable (f estimée à 7%),
- le domaine sur lequel il est impossible d'utiliser MuT.

Il existe cependant des valeurs intermédiaires de Pe et de ω pour lesquelles l'estimation de f est suffisamment précise. La précision sera dans ce cas d'autant plus précise que T est **grand** et/ou f est **petite**.

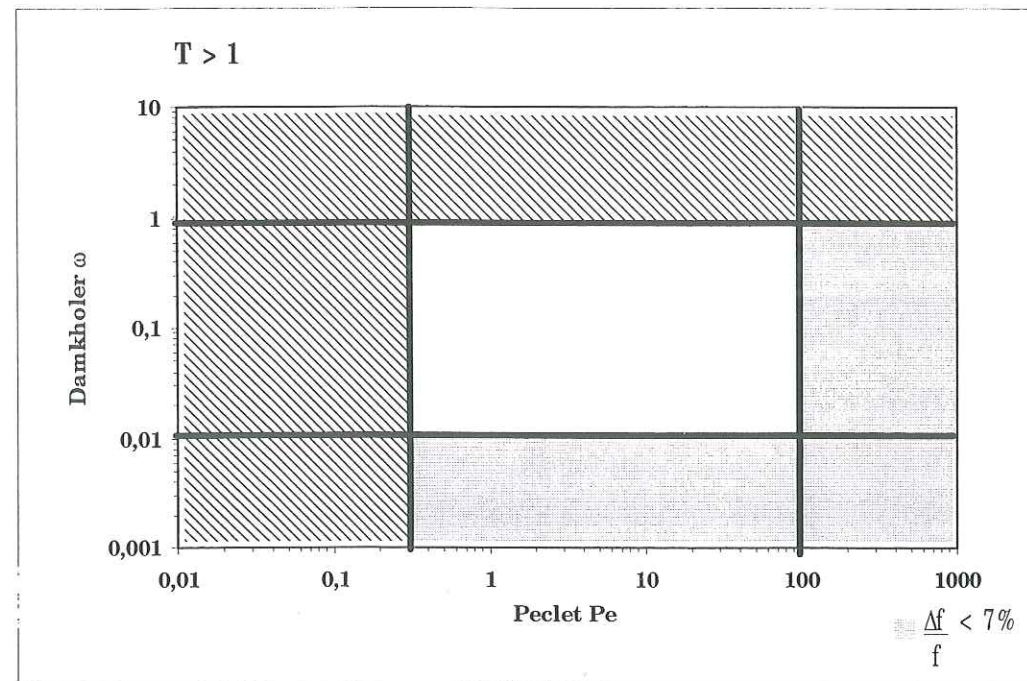


Figure 5-3 : Valeurs du nombre de Peclet et du nombre de Damkhöler pour lesquelles f est estimée à 7% près (domaine grisé), et pour lesquelles il est impossible d'obtenir f avec une précision correcte (domaine hachuré), pour $T > 1$. La partie en blanc représente les valeurs intermédiaires de Pe et de ω pour lesquelles la précision d'estimation de f dépend de T et de f .

Comme il sera vu dans la suite de ce chapitre, le domaine de l'espace $(I_{sol,i}, q_{stab1D}, \lambda)$ sur lequel α est estimé avec une précision acceptable est restreint. En conséquence, le choix de l'utilisation de l'une ou l'autre des méthodes MoT et MuT doit être fait uniquement par rapport à la détermination de f . **Nous choisirons d'utiliser la méthode mono-traceur de Clothier et al. (1992), et ce pour deux raisons :**

- même si la méthode MuT permet de juger la qualité de l'expression analytique utilisée (linéarité de $\ln(1 - C(z_0, t_{sol,i})/C_0)(t_{sol,i})$), le protocole expérimental reste lourd à mettre en œuvre (infiltration d'au moins quatre traceurs, aboutissant à une lame totale de solution infiltrée au moins égale à 120 mm).
- par comparaison des deux méthodes, **Snow (1999)** a montré, d'une part que les conditions expérimentales pour une bonne précision d'estimation de f sont plus restrictives pour MuT que pour MoT. D'autre part, il a mis en évidence

que le domaine d'application de MuT se restreignait beaucoup plus rapidement que MoT si f augmente.

*Remarque : les deux études de **Snow (1999)** et de **Jaynes et Shao (1999)** sont fondées sur l'utilisation de solutions du transport **monodimensionnel** du soluté, à flux constant q_{stab1D} . Dans le cas de la caractérisation hydrodispersive par infiltrométrie, l'écoulement est tridimensionnel, et le flux correspondant est q_{stab} . Nous reviendrons sur ce point par la suite.*

5-3. ESTIMATION DU COEFFICIENT DE DISPERSION D

Le coefficient de dispersion D caractérise l'étalement du soluté en écoulement dans un milieu poreux, résultat de l'action simultanée de la diffusion moléculaire et de la dispersion hydrodynamique. On rappelle ainsi que D peut s'écrire sous la forme :

$$D = \lambda v_m + \frac{1}{\tau} D_0 \quad (5-12)$$

où τ est la tortuosité du milieu poreux ($\tau > 1$ et communément admis à 3/2 pour les sols saturés) et D_0 est le coefficient de diffusion dans l'eau libre du soluté considéré. Le fonctionnement du système évolue entre l'écoulement piston ($D \rightarrow 0$) et le mélangeur parfait ($D \rightarrow \infty$).

Dans l'exemple du transport des polluants vers les aquifères, le paramètre D influe sur les durées d'apparition du soluté dans les nappes, qui sont d'autant plus importantes que D est grand. D'autre part, la connaissance de D est primordiale lorsque f se rapproche de l'unité, ou lorsque α est très grand, puisque dans ce cas le système tend vers un fonctionnement où toute l'eau est mobile, et D devient l'unique paramètre ayant une influence sur le transport du soluté.

La méthode d'estimation du paramètre D qui est proposée ici repose sur l'ajustement de la solution analytique du problème de transport en concentration résidente (équations (2-53), (2-54), (2-55), (2-62)), à savoir $C_r(z, t_{sol})$, puisque c'est la concentration totale sous l'axe du disque qui est mesurée à l'issue des essais d'infiltrométrie (voir chapitre (3)).

Les paramètres de la solution analytique du problème de transport, sont :

- la teneur volumique en eau du milieu à la fin de l'infiltration d'eau, θ_f , supposée uniforme sur tout le profil affecté par le transport du soluté,
- le flux d'infiltration q_{stab1D} , puisque la solution analytique est écrite en géométrie d'écoulement monodimensionnelle,
- la fraction d'eau mobile f ,
- le coefficient de dispersion D ,
- le coefficient d'échange α .

L'échantillonnage du sol en fin d'infiltration donne θ_f . Il a été vu au chapitre (3) que les prélèvements de sol sont effectués sous l'axe du disque, là où l'écoulement est supposé monodimensionnel. En toute rigueur, q_{stab1D} doit correspondre au flux d'écoulement sous cet axe. Or dans les essais d'infiltrométrie, c'est le flux global d'infiltration incluant les effets de l'infiltration latérale, q_{stab} , qui est mesuré. Nous reviendrons dans par la suite sur ce point.

Dans les problèmes "classiques" d'ajustement, c'est le trinôme (f , D , α) qui est optimisé. Le point le plus délicat dans ce type de problème est lié à l'hypothèse d'unicité du jeu de paramètres ainsi obtenus. D'autre part, cela suppose que nous disposons de trois points de mesure au moins de la concentration en fonction de la profondeur.

Afin de réduire le nombre de paramètres à ajuster, la fraction d'eau mobile f est calculée de manière indépendante par la méthode de **Clothier et al.** (1992). Comme il a été vu précédemment, si les conditions expérimentales sont respectées pour satisfaire les hypothèses nécessaires à ce calcul, alors le paramètre α peut être négligé à l'échelle de temps de la mesure (c'est à dire $t_{sol} < t_{\alpha}$, en première approximation). Ainsi **le coefficient de dispersion D devient l'unique paramètre à ajuster.**

Les conditions requises ici sont donc celles nécessaires au calcul de f ($C_m \approx C_0$ et $C_{im} \approx 0$ à la fin de l'infiltration du soluté, c'est à dire à t_{sol} , et sur la profondeur d'échantillonnage z_0). D'autre part, la modélisation du profil de concentration résidente par les équations (2-53), (2-54), (2-55), et (2-62), suppose que :

- ① l'écoulement de l'eau est permanent,
- ② le transport du soluté est monodimensionnel.

Ces deux conditions peuvent être évaluées à partir des temps caractéristiques de l'écoulement de l'eau. Pour l'hypothèse ①, cela dépend du mode d'invasion de la solution dans le sol :

- si l'infiltration de soluté a lieu après l'infiltration préalable d'eau, il convient de s'assurer que le régime d'écoulement permanent d'eau a été établi. Il a été vu que l'on peut considérer que c'est le cas si t_{eau} a dépassé $\max[t_{grav}; t_{geomod}]$. Cependant, si l'un ou l'autre de ces temps caractéristiques est bien plus grand que l'autre, alors l'hypothèse du régime d'écoulement permanent peut être acceptée si $\min[t_{grav}; t_{geomod}] < t_{eau} < t_{sol} < \max[t_{grav}; t_{geomod}]$.
- si l'invasion de la solution dans le sol est directe, l'acceptation de l'hypothèse ① est fonction de la durée du régime transitoire. Là encore, cela va dépendre de l'ordre de grandeur de t_{stab} , t_{grav} , et t_{geomod} .

L'évaluation de l'hypothèse ② est plus délicate. En effet, l'infiltration sous TRIMS est axisymétrique tridimensionnelle. Il est possible de s'affranchir de cette contrainte pour la modélisation du transport du soluté, en échantillonnant le sol uniquement sous l'axe du disque, afin d'éviter au maximum les effets capillaires latéraux. La valeur du flux d'infiltration qu'il convient d'utiliser dans la solution analytique du transport, q_{stab1D} , devrait donc être celle qui correspond à l'écoulement sous l'axe du disque. Cependant la valeur du flux dont on dispose à l'issue des essais d'infiltrométrie est la valeur globale, q_{stab} . Cette valeur sera assimilée par la suite à q_{stab1D} .

Il est difficile d'estimer *a priori* si les conditions posées ici seront en accord avec les expérimentations. Une démarche envisageable peut être d'effectuer une première série d'essais et d'en déduire les paramètres hydrodispersifs. Une deuxième étape consistera à calculer les temps caractéristiques qui en découlent afin de juger la qualité des hypothèses émises.

5-4. LE COEFFICIENT D'ECHANGE α

La diffusion du soluté entre les régions d'eau mobile et immobile est modélisée par une cinétique du premier ordre (équation (3-39)), dans laquelle α représente le **taux d'échange** de soluté, supposé constant dans le temps. L'échange de soluté entre les deux

phases d'eau est responsable de l'étalement dans le temps de l'arrivée d'un polluant à la nappe.

C'est un paramètre dépendant de la vitesse de pore et de la structure du milieu poreux (voir paragraphe (2-3-3)). Pour cette dernière raison, il serait raisonnable d'estimer qu'il n'est pas indépendant de la fraction d'eau mobile. **Lafolie et al.** (1997) ont également montré qu'il existait une dépendance entre la dispersion hydrodynamique dans la phase mobile et le transfert de soluté par diffusion vers la phase immobile.

La détermination de α à l'aide de l'infiltrométrie a fait l'objet de deux études : celle de **Jaynes et al.** (1995), qui a été présentée au paragraphe (5-2-2), et celle de **Clothier et al.** (1995). Comme précédemment, elles seront notées respectivement méthodes MuT et MoT.

Nous ne reviendrons pas sur le principe de la mise en œuvre de MuT. Quelques commentaires sont cependant nécessaires :

- La méthode MuT telle qu'elle est proposée par **Jaynes et al.** (1995) suppose que le taux de transfert est identique pour chaque soluté utilisé. Or le processus d'échange entre les deux régions d'eau est un phénomène diffusif. Il n'est donc pas exclu que α soit dépendant du soluté infiltré.
- En relation avec les hypothèses nécessaires à l'applicabilité de MuT (voir paragraphe (5-2-2-b), **Snow** (1999) a montré que les conditions expérimentales pour lesquelles la précision d'estimation de α était correcte sont beaucoup plus restreintes que pour l'estimation de θ_{im} . Dans le même esprit, **Jaynes et Shao** (1999) ont mis en évidence que dans le plan (Pe, ω) (équations (5-11) et (5-12)) les erreurs relatives sur l'estimation de α étaient plus importantes que pour θ_{im} .
- Enfin, les valeurs de α obtenues par **Jaynes et al.** (1995) présentent une grande variabilité.

Le principe de la détermination de α proposée par **Clothier et al.** (1995) est une extension de la méthode MoT présentée dans le paragraphe (5-2-2). Elle est fondée sur la comparaison de la **variance temporelle** expérimentale de la concentration pendant la redistribution du soluté, et de son expression analytique.

En effet, après que l'infiltromètre ait été retiré de la surface du sol, le soluté se redistribue entre les phases mobile et immobile, jusqu'à ce que la concentration soit identique dans les deux régions d'eau, et atteigne la valeur :

$$\bar{C} = C_r(z_0, \infty) = C_m^r(z_0, \infty) = C_{im}^r(z_0, \infty) = \frac{\theta_m}{\theta} C_0 \quad (5-13)$$

En prélevant p échantillons à différents temps à la fin de l'infiltration de soluté, la variance expérimentale sur ces p points de mesure de la concentration totale (C_j avec $j = 1$ à p) va s'écrire :

$$\sigma^2(t) = \sum_{j=1}^p \frac{(C_j - \bar{C})^2}{p-1} \quad (5-14)$$

En supposant que les p échantillons prélevés soient distribués de la manière suivante :

- n échantillons prélevés dans la phase immobile,
- m échantillons prélevés dans la phase mobile,

alors il vient :

$$p = m + n \quad (5-15.a)$$

$$\frac{\theta_m}{\theta} = \frac{m}{p} \quad (5-15.b)$$

$$\frac{\theta_{im}}{\theta} = \frac{n}{p} \quad (5-15.c)$$

et l'expression (5-14) s'écrit :

$$\sigma^2(t) = \frac{\theta_m}{\theta} (C_m(t) - \bar{C})^2 + \frac{\theta_{im}}{\theta} (C_{im}(t) - \bar{C})^2 \quad (5-16)$$

La décroissance avec le temps de $C_m(t)$, la concentration dans la phase mobile sur la profondeur d'échantillonnage et l'augmentation concomitante de $C_{im}(t)$, sont données en intégrant l'équation d'échange (2-39), avec la condition initiale :

$$C_m(t) = C_0 \text{ et } C_{im}(t) = 0 \quad \text{à } t = 0 \quad (\text{c'est à dire à la fin de l'infiltration}).$$

Il en résulte :

$$C_m(t) = \bar{C} \left[1 + \left(\frac{\theta - \theta_m}{\theta_m} \right) \cdot \exp \left(-\alpha \cdot \frac{\theta_{im}}{\theta_m} \cdot \theta t \right) \right] \quad (5-17.a)$$

$$C_{im}(t) = \bar{C} \left[1 - \exp \left(-\alpha \cdot \frac{\theta_{im}}{\theta_m} \cdot \theta t \right) \right] \quad (5-17.b)$$

L'expression théorique de la variance (équation (5-16)), comparée à la variance expérimentale (5-14), permet ainsi d'estimer la valeur du paramètre α .

Expérimentalement, dès la fin de l'infiltration du soluté, le disque est retiré de la surface du sol et la surface d'infiltration est partagée en quatre parties. Un premier prélèvement de p échantillons est alors effectué, correspondant à l'échantillonnage à $t = t_{sol}$. Puis le site est recouvert par une bâche, afin d'éviter les pertes d'eau et de soluté par évaporation.

Puis la surface du sol est de nouveau échantillonnée à plusieurs reprises, à quelques jours d'intervalle (entre 2 et 14 jours après la fin de l'infiltration). A chaque fois p échantillons sont prélevés, ce qui permet de calculer la variance expérimentale en fonction du temps, à partir de l'expression (5-14).

Clothier et al. (1995) ont ainsi obtenu quatre points de mesure de la variance de la concentration totale résidente en surface, sur lesquels il leur est apparu impossible d'ajuster une valeur unique de α . Ils en ont déduit que α diminuait dans le temps. Ce résultat étant marginal par rapport à la littérature, et ce type d'expérimentation n'ayant pas été reproduit à notre connaissance, il nous paraît difficile de le valider.

De plus, un commentaire concernant la méthodologie nous paraît nécessaire. En effet, les conditions de redistribution du soluté supposent que la teneur en eau reste constante, c'est pourquoi la surface du sol est protégée de l'évaporation par une bâche après le premier prélèvement. Cependant, il serait intéressant d'avoir une mesure de la teneur en eau pendant la redistribution, afin de s'assurer qu'il n'y a pas eu de pertes d'eau et de soluté par drainage.

En résumé, les méthodologies existantes de calcul du taux de transfert α par infiltrométrie méritent d'être développées.

Les hypothèses nécessaires à l'utilisation de la méthode proposée par **Jaynes et al.** (1995) sont assez restrictives. Cependant, s'il est vérifié que la variation de α suivant le traceur utilisé reste négligeable, la méthode devrait fournir des estimations correctes de α dans son domaine d'applicabilité.

Quant au protocole décrit par **Clothier et al.** (1995), il nécessite d'être affiné. Il conviendrait au moins dans un premier temps de s'assurer de la stabilisation de la teneur en eau dans le volume échantillonné.

5-5. RESUME ET CONCLUSIONS DES METHODES DE CARACTERISATION HYDRODISPERSIVE PAR INFILTROMETRIE

Les méthodologies existantes de détermination par infiltrométrie de la fraction d'eau mobile f et du coefficient d'échange α ont été présentées. Une méthode d'estimation du coefficient de dispersion D a de plus été définie. Il apparaît dans la littérature que le paramètre f est celui qui a le plus d'influence sur le transport du soluté. Par ordre d'importance décroissante viennent ensuite D puis α .

Les modes de calcul de f et α présentent l'avantage d'une estimation directe des paramètres, contrairement aux méthodes d'optimisation. Expérimentalement, les deux protocoles proposés par **Clothier et al.** (1992) et (1995) d'une part, et **Jaynes et al.** (1995) d'autre part, consistent à infiltrer à l'aide du TRIMS un traceur (méthode MoT) ou une séquence de traceurs (méthode MuT), respectivement.

La méthodologie MoT de **Clothier et al.** (1992) pour le calcul de f étant plus simple à mettre en œuvre *in situ*, et étant moins restrictive du point de vue des conditions expérimentales nécessaires, sera utilisée dans le cadre de notre étude. Elle repose sur la mesure de $C_r(z_0, t_{sol})$, la concentration résidente totale en surface et sous l'axe du disque, à la fin de l'infiltration de soluté.

Le paramètre D est estimé par ajustement de la solution analytique du transport, sur la base des hypothèses émises par **Clothier et al.** (1992) pour le calcul de f . Ces hypothèses concernent les propriétés hydrodispersives du soluté, sur la profondeur z_0 de prélèvement et à la fin de l'infiltration de soluté. Elles supposent ainsi que :

$$- C_m(z_0, t_{sol}) \approx C_0$$

$$- C_{im}(z_0, t_{sol}) \approx 0$$

Cela suppose qu'aux temps et profondeur considérés, la sensibilité de $C_r(z_0, t_{sol})$ à la dispersion hydrodynamique est suffisamment faible, et que le coefficient d'échange est petit.

Les conditions supplémentaires, liées à l'ajustement de la solution analytique des équations du transport, nécessitent que le **transport** soit **monodimensionnel** et que le **régime d'écoulement de l'eau** soit **permanent**, dans le volume d'échantillonnage.

Un récapitulatif des paramètres qui seront estimés dans le cadre de ce travail, et des hypothèses nécessaires à la méthode utilisée est donné dans le tableau (5-2).

Tableau 5-2 : Récapitulatif des conditions d'estimation de f et D par la méthode MoT.

Grandeur estimée	Méthode	Hypothèses (aux temps et profondeur d'échantillonnage)
f	MoT (Clothier et al. (1992)) : $f = \frac{C_r(z_0, t_{sol})}{C_0}$	<ul style="list-style-type: none"> • $C_m(z_0, t_{sol}) = C_0$ (sensibilité de $C_r(z_0, t_{sol})$ à D faible) • $C_{im}(z_0, t_{sol}) = 0$ ($\alpha \approx 0$)
D	Ajustement de la solution analytique 1D du transport, avec : <ul style="list-style-type: none"> - θ_f et q_{stab1D} mesurés - f calculée (MoT) - $\alpha = 0$, sur le profil de concentration résidente $C_r(z, t_{sol})$ (sous l'axe du disque)	<ul style="list-style-type: none"> • Régime permanent d'écoulement de l'eau • Transport monodimensionnel du soluté

Dans la partie qui suit, des données de l'écoulement de l'eau et du transport des solutés seront générées numériquement, pour trois sols de caractéristiques physiques différentes. Chacune des hypothèses définies précédemment pourra ainsi être testée, de même que la méthode d'analyse aux temps longs de l'écoulement de l'eau.

Partie III

Analyse critique des méthodes de caractérisation hydrodynamique et hydrodispersive par infiltrométrie

Chapitre 6

Description de la simulation pour l'analyse critique des méthodes

6-1. OBJECTIF

Dans le chapitre précédent, nous avons présenté une méthodologie permettant l'analyse couplée de l'écoulement de l'eau et du transport de soluté à l'aide de l'infiltrométrie à disques. Dans le but de simplifier le problème, et de pouvoir ainsi utiliser ces méthodes de caractérisation *in situ*, nous avons émis des hypothèses sur le transfert hydrique et le mouvement du soluté :

- pour l'eau, il s'agit de la durée de l'infiltration, et de l'hypothèse d'écoulement en régime transitoire ou quasi-permanent qui en résulte,
- pour le soluté, elles concernent les conditions d'échange entre les régions d'eau mobile et immobile, et le mouvement par dispersion, dans le volume d'échantillonnage durant l'infiltration. De plus la modélisation utilisée suppose que le transport est monodimensionnel, en régime d'écoulement d'eau permanent

Dans ce qui suit, ces hypothèses seront testées sur des données générées numériquement, correspondant à des conditions expérimentales réalistes. L'intérêt d'une telle démarche réside principalement dans le fait que les grandeurs qui seront estimées, avec les hypothèses inhérentes aux méthodes décrites dans la partie précédente, sont

connues *a priori*. De plus, le traitement de ce type de données pour la validation de méthodologies présente l'avantage de s'affranchir des incertitudes liées à l'expérimentation.

6-2. DEMARCHE SUIVIE

Les grandeurs que nous cherchons à estimer, pour une pression imposée par l'infiltromètre h_0 , sont, pour l'écoulement de l'eau :

- la conductivité hydraulique K_0 ,
- la sorptivité capillaire S_0 ,

et pour le transport du soluté :

- la fraction d'eau mobile f ,
- le coefficient de dispersion D ,
- le taux d'échange α .

Les **paramètres hydrodynamiques** sont essentiellement liés aux **propriétés physiques du sol** (structure et texture), et à son **état hydrique** (pression capillaire et teneur volumique en eau). Il en est de même pour les **caractéristiques hydrodispersives**, qui sont de plus fortement corrélées à la **dynamique de l'écoulement de l'eau**.

Il a donc été choisi de faire porter l'étude théorique de l'écoulement de l'eau sur trois sols homogènes de textures très contrastées, et ce pour deux états hydriques différents (à saturation, c'est à dire pour une succion imposée par l'infiltromètre $h_0 = 0$ mm, et en conditions non saturées avec $h_0 = -200$ mm). Les paramètres hydrodynamiques correspondant sont connus pour les trois sols, et sont introduits dans les solutions analytiques de l'écoulement de l'eau, afin de simuler la **lampe d'eau axisymétrique tridimensionnelle infiltrée en fonction du temps**.

Pour l'étude théorique du transport de soluté, on a choisi deux sols de textures différentes, dont on connaît les caractéristiques hydrodispersives pour un état hydrique donné, considéré comme l'état de référence. Le **profil de concentration résidente totale de la solution sous l'axe du disque à la fin de l'infiltration**, $C_r(z, t_{sol})$, a ainsi été simulé pour l'état hydrique de référence, et avec des caractéristiques variant autour de cette référence.

Les méthodes d'analyse décrites dans la partie précédente, soumises aux hypothèses nécessaires, seront ensuite appliquées aux données simulées. Les grandeurs induites seront

comparées aux valeurs vraies des paramètres. Il sera ainsi possible de déterminer les configurations les plus favorables aux hypothèses émises. De plus, une fourchette d'incertitudes, liées à la simplification du problème, pourra être établie.

6-3. GRANDEURS DE REFERENCE POUR L'ETUDE THEORIQUE DE L'ECOULEMENT DE L'EAU

6-3-1. Les sols

6-3-1-a. Introduction

Les sols de référence doivent être ici entièrement décrits : (i) vis à vis de leurs **propriétés physiques**, (ii) vis à vis de leurs **caractéristiques hydrodynamiques**. Pour un sol donné, ces deux points seront pris dans la base de données GRIZZLY, que nous allons présenter ici.

6-3-1-b. La base de données GRIZZLY

GRIZZLY (Haverkamp et al. (1998)) est une banque de données, répertoriant 661 sols tirés de la littérature, couvrant différentes parties de la surface terrestre (Australie, Espagne, France, Hongrie, Maroc, Sénégal, USA...). Les sols sont répartis par **classe texturale** suivant la classification de l'USDA, comme il est montré sur la figure (6-1).

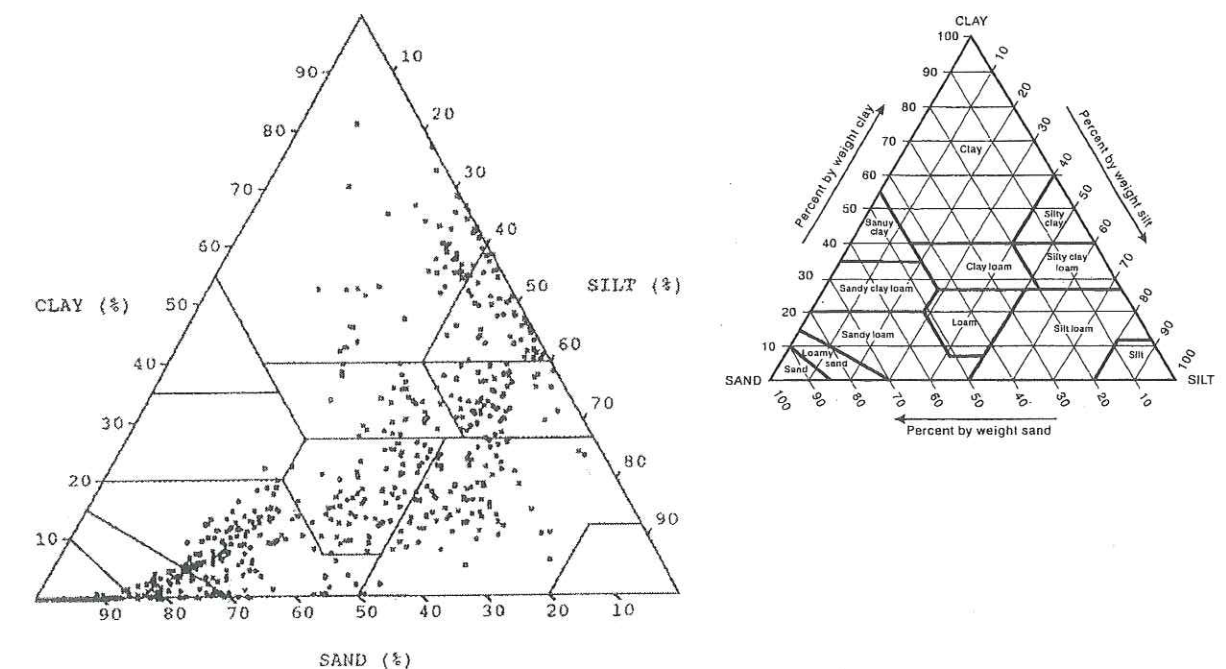


Figure 6-1 : Distribution des sols de GRIZZLY dans le triangle textural de l'USDA (d'après Zammit (1999)).

GRIZZLY est décrite en détail dans **Zammit** (1999). Seules les grandes lignes seront présentées ici.

Les informations disponibles pour chacun des 661 sols sont :

- la porosité, ϵ
- la masse volumique sèche ρ_d ,
- la distribution cumulée de tailles de particules (données granulométriques) $F(d_p)$, où d_p est le diamètre de particule, représentée par la relation :

$$F(d_p) = \left[1 + \left(\frac{d}{d_g} \right)^N \right]^{-M} \quad \text{avec} \quad M = 1 - \frac{2}{N} \quad (6-1)$$

- la teneur en matière organique en poids sec,
- la courbe de rétention d'eau $h(\theta)$, en drainage, décrite, entre autres, par l'expression de **Van Genuchten** (1980) (voir chapitre (2)), que nous rappelons ici :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{\text{sat}} - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad \text{avec} \quad m = 1 - \frac{2}{n} \quad (6-2)$$

De plus, pour 61 sols, il est possible d'avoir accès à la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau $K(\theta)$, décrite par la fonctionnelle de **Brooks et Corey** (1964) (voir chapitre (2)) :

$$\frac{K(\theta)}{K_{\text{sat}}} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{\text{sat}} - \theta_r} \right)^\eta \quad (6-3)$$

Remarque : les expressions des grandeurs définies par les équations (6-2) et (6-3) ont été données dans GRIZZLY avec une teneur en eau résiduelle nulle.

6-3-1-c. Les sols choisis

Le triangle de la figure (6-1) nous indique que les textures extrêmes sont (i) le **sable**, (ii) l'**argile**, (iii) le **silt**. Les matériaux adoptés dans chacune de ces classes texturales sont :

- (i) le **sable** "Grenoble 4" (sol n°11 de la base de données),
- (ii) l'**argile** "Hoenkoop 1" (sol n°693),
- (iii) comme il est montré sur la figure (6-1) il n'existe aucun sol de GRIZZLY dans la classe des silt. La classe texturale la plus proche étant celle des **silt loam** (que nous noterons par la suite SL), nous y avons choisi le sol "Kloosterburen" (sol n°665).

Les distributions de tailles de particules pour chacun de ces trois sols sont représentée en annexe (A3), ainsi que les paramètres correspondants de l'équation (6-1) (qui ont été ajustés sur des valeurs expérimentales).

6-3-2. Caractéristiques hydrodynamiques

Les relations $\theta(h)$ et $K(\theta)$ des sols choisis sont données dans GRIZZLY. Elles sont illustrées en annexes (A4) et (A5), pour chacun des sols considérés. Les valeurs des paramètres correspondants sont données dans le tableau (6-1).

Tableau 6-1 : Paramètres des équations (6-2) et (6-3) de Van Genuchten (1980) et Brooks et Corey (1964) pour les trois sols d'étude (avec $\theta_r = 0$).

	Sable "Grenoble 4"	Argile "Hoenkoop 1"	SL "Kloosterburen"
θ_{sat}	0.306	0.664	0.377
K_{sat} (mm/s)	6.33×10^{-2}	2.22×10^{-4}	1.67×10^{-4}
η	3.234	78.364	37.048
n	6.06	2.187	2.211
$m = 1 - \frac{2}{n}$	0.670	0.0855	0.0954
h_g (mm)	-221.7	-793.7	-416.7
ϵ	0.385	0.678	0.390
ρ_d (g/cm ³)	1.63	0.73	1.63

La **sorptivité capillaire** S_0 est quant à elle calculée à partir de la relation de **White et Sully** (1987) :

$$S_0^2 = \frac{\Delta\theta \cdot \Phi_0}{b} \quad (6-4)$$

Le paramètre de forme de la diffusivité capillaire b (voir chapitre (2)) est égal à 0.55. Le **potentiel d'écoulement** Φ_0 à la pression capillaire h_0 , ou potentiel de flux, a été introduit par **Gardner** (1958) et s'écrit :

$$\Phi_0 = \Phi(h_0) = \int_{-\infty}^{h_0} K(\xi) d\xi \quad (6-5)$$

6-4. GRANDEURS DE REFERENCE POUR L'ETUDE THEORIQUE DU TRANSPORT DE SOLUTE

Les grandeurs caractéristiques du transport de soluté f , D , et α sont liées à la texture et à la structure du sol, mais également à la dynamique du transfert de l'eau, par le biais du flux d'écoulement en régime permanent. Pour la simulation du transport de soluté, les paramètres hydrodispersifs de référence ont été choisis dans des exemples de la littérature. Ils sont récapitulés dans le tableau (6-2), avec les flux d'infiltration (en écoulement monodimensionnel, soit q_{stab1D}) et les teneurs volumiques en eau correspondantes. Ils ont été obtenus sur des colonnes de laboratoire par **Gaudet et al.** (1977) d'une part, et par **Jensen et al.** (1998) et **Gupta et al.** (1999) d'autre part. Les premiers ont travaillé avec un sable (noté par la suite "Sa"), et les seconds avec un "Loamy Sand" (qui sera noté par la suite "LoSa").

*Remarque : le coefficient de dispersion provenant des expérimentations de **Jensen et al.** (1998) et **Gupta et al.** (1999) ($D = 30 \text{ cm}^2/\text{h}$) nous a paru éloigné des résultats de la littérature. La valeur de D indiquée dans le tableau (6-2) a donc été choisie de telle sorte que λ , la dispersivité correspondante soit égale à 20 mm, ce qui peut correspondre à un maximum des valeurs de λ trouvées dans la littérature.*

Tableau 6-2 : Paramètres de la simulation du transport de soluté. Les données sont issues de **Gaudet et al. (1977) pour Sa et de **Jensen et al.** (1998) et **Gupta et al.** (1999) pour LoSa.**

	q_{stab1D} (cm/h)	θ (cm ³ /cm ³)	f	D (cm ² /h)	α (h ⁻¹)
Sa	10.8	0.257	0.96	6	5×10^{-2}
LoSa	0.276	0.380	0.26	5.5	4.8×10^{-3}

6-5. LA MODELISATION

Les données en **lame d'eau** et en **concentration résidente totale** vont être générées à l'aide des solutions analytiques **complètes** du problème de transfert couplé eau-soluté, et des paramètres K_0 , S_0 , f , D et α , définis précédemment.

La lame d'eau écoulee en fonction du temps $I_{3D}(t)$ est simulée à l'aide de l'équation d'infiltration axisymétrique tridimensionnelle (équation (2-17)), définie par **Smettem et al.** (1994) et **Haverkamp et al.** (1994) qui est rappelée ici :

$$2 \frac{(K_0 - K_{ini})^2}{S_0^2} t = \frac{2}{1-\beta} \frac{K_0 - K_{ini}}{S_0^2} \left(I_{3D} - K_{ini} t - \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta \theta} t \right) - \frac{1}{1-\beta} \ln \left\{ \exp \left(\frac{2\beta(K_0 - K_{ini})}{S_0^2} \right) \cdot \left(I_{3D} - K_{ini} t - \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta \theta} t \right) + \beta - 1 \right\} \cdot \beta^{-1} \quad (6-6)$$

Quand elle ne sera pas supposée nulle, la conductivité hydraulique initiale K_{ini} sera calculée à partir de l'équation (6-3) et d'une valeur de teneur en eau initiale qui sera fixée. Les constantes β et γ sont par ailleurs connues, avec $\beta = 0.6$ et $\gamma = 0.75$.

La complexité de l'équation (6-6) n'autorise pas une écriture directe de I_{3D} en fonction du temps. C'est pourquoi nous avons utilisé un logiciel de calcul formel afin de déterminer les racines de l'équation (6-6) (en I_{3D}) pour différentes valeurs de t .

Les données simulées pour l'analyse du mouvement de soluté sont obtenues à partir de la solution analytique en concentration résidente, du problème du transport monodimensionnel, définie par les équations, (2-53), (2-54), (2-55), (2-62) (**Toride et al.** (1993) et **Toride et Leij** (1996)). Elles sont écrites pour l'écoulement de l'eau en régime permanent et le déplacement monodimensionnel du soluté.

Les paramètres de ce système d'équations sont, outre les caractéristiques hydrodispersives, f , D , et α , et la teneur volumique en eau à la fin de l'infiltration :

- (i) t_{sol} , la durée d'infiltration du soluté,
- (ii) q_{stab1D} , le flux d'écoulement d'eau sur l'axe du disque, qui sera fonction de la pression imposée.

Dans la suite de cette partie, la simulation va être mise en œuvre, pour l'écoulement de l'eau dans un premier temps, et pour le transport du soluté ensuite. Les données ainsi

générées seront analysées en vue de la caractérisation hydrodynamique et hydrodispersive, à l'aide de la méthodologie présentée dans le deuxième partie, et commentées.

Chapitre 7

Application de l'analyse de l'écoulement de l'eau sur données simulées.

7-1. RAPPEL DES HYPOTHESES

La méthode d'analyse de l'écoulement de l'eau repose sur l'équation d'infiltration (2-17) qui peut être simplifiée suivant deux approches :

- ① en ne prenant en compte que la lame infiltrée aux **temps "courts"**. Dans ce cas l'infiltration est modélisée par l'équation suivante :

$$I_{3D}(t) = S_0 \sqrt{t} + \left(K_{ini} + \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta \theta} + \frac{2-\beta}{3} (K_0 - K_{ini}) \right) t \quad (7-1)$$

- ② en considérant uniquement les **temps "longs"** de l'infiltration. Dans ce cas la lame infiltrée est linéaire avec le temps et s'écrit :

$$I_{3D}(t) = \left(K_0 + \frac{\gamma S_0^2}{r_d \Delta \theta} \right) t + \frac{S_0^2}{2(K_0 - K_{ini})(1-\beta)} \ln \left(\frac{1}{\beta} \right) \quad (7-2)$$

Dans la plupart des conditions expérimentales, K_{ini} , la conductivité hydraulique du sol avant l'essai, n'est pas connue. Elle sera donc négligée par défaut dans les deux cas ① et ②. De plus, la légitimité de l'utilisation des équations (7-1) ou (7-2) est associée à la durée d'infiltration prise en compte dans l'analyse de $I_{3D}(t)$.

Les données simulées de lame infiltrée en fonction du temps seront utiles ici pour déterminer l'impact de l'hypothèse $K_{ini} \approx 0$ dans l'estimation de K_0 et S_0 .

La validité de la modélisation du phénomène d'infiltration par les équations (7-1) et (7-2) sera également testée, en particulier grâce à l'utilisation des temps caractéristiques de l'écoulement de l'eau, t_{stab} , t_{grav} , et t_{geomod} (équations (2-30), (2-29), et (2-28)). En effet, ils peuvent constituer une borne supérieure ou inférieure de l'intervalle de temps sur lequel les équations (7-1) et (7-2), sont correctes.

Enfin, il sera possible de comparer les estimations de K_0 et S_0 obtenues à partir des équations (7-1) et (7-2), afin de déterminer les conditions dans lesquelles l'analyse aux temps courts (TC) ou aux temps longs (TL) est la mieux adaptée.

7-2. PRESENTATION DES DONNEES GENEREES

7-2-1. Récapitulatif des grandeurs nécessaires à la simulation

(i) $K_{ini} \ll K(h_0)$

Dans un premier temps, la teneur volumique en eau initiale sera supposée nulle. L'hypothèse sur la conductivité hydraulique initiale sera donc $K_{ini} \approx 0$.

La lame d'eau infiltrée en fonction du temps va être calculée à partir de l'équation (6-6), pour les trois sols présentés au chapitre précédent, et pour deux valeurs de pression imposée, $h_0 = 0$ mm, et $h_0 = -200$ mm. Les paramètres de l'équation (6-6) sont :

- $\Delta\theta = \theta(h_0) - \theta_{ini}$, la variation de teneur volumique en eau entre le début et la fin de l'infiltration. La courbe de rétention (équation (6-2)) donne $\theta(h_0)$, et dans ce premier cas d'étude, $\theta_{ini} = 0$,
- les conductivités hydrauliques aux pressions imposées $h_0 = 0$ mm et $h_0 = -200$ mm, soit $K(\theta_0)$ et $K(\theta_{200})$, obtenues grâce au formalisme $K(\theta)$ de **Brooks et Corey** (1964) (équation (6-3)),
- les sorptivités capillaires $S(0)$ et $S(-200)$, calculées à partir du potentiel d'écoulement Φ_0 (équations (6-4) et (6-5)),
- le rayon du disque utilisé, r_d , que nous prendrons égal à 125 mm.

(ii) $K_{ini} \neq 0$

L'hypothèse selon laquelle la conductivité hydraulique initiale n'est plus négligée sera uniquement appliquée aux essais simulés sur le sable. En effet, aux pressions auxquelles nous travaillons (relativement proches de la saturation), la conductivité hydraulique des sols argileux et des sols limoneux diminue très rapidement, pour une faible variation de la teneur en eau (voir figures (A5-2) et (A5-3)). Il est donc fort probable que la conductivité initiale de ce type de sol rencontré *in situ* soit négligeable devant $K(h_0)$.

Si $K_{ini} \neq 0$, les paramètres de l'équation (6-6) sont les mêmes que ci-dessus. Les grandeurs θ_{ini} et K_{ini} prennent une valeur non nulle, et la sorptivité capillaire S_0 diminue avec $\Delta\theta$. La teneur volumique en eau initiale sera arbitrairement choisie de telle sorte que $\theta_{ini} = \theta_{sat}/2$. Il sera ainsi possible d'en déduire K_{ini} à partir de l'équation (6-3).

Les durées d'infiltration t_{eau} pour chacun des sols sont choisies après un rapide calcul des temps caractéristiques de l'écoulement de l'eau, t_{stab} , t_{grav} , et t_{geomod} (qui seront donnés dans le paragraphe suivant), de telle sorte que les deux méthodes d'analyse TC et TL puissent être critiquées. Le rayon du disque utilisé dans la simulation est $r_d = 125$ mm.

Les valeurs des paramètres utilisées pour la simulation sont résumées dans les tableaux (7-1), (7-2), (7-3) pour le sable, l'argile, et le silt loam (SL), respectivement, et pour chacune des conditions d'essai.

Tableau 7-1 : Valeurs des paramètres de la simulation pour le sable.

	θ_{ini}	K_{ini} (mm/s)	θ_0	K_0 (mm/s)	S_0 (mm/s ^{1/2})	$\Delta\theta$	t_{eau} (s)
$h_0 = 0$ mm	0	0	0.306	6.33×10^{-2}	2.589	0.306	4000
	0.153	6.73×10^{-3}			1.816	0.153	4000
$h_0 = -200$ mm	0	0	0.230	2.50×10^{-2}	0.590	0.250	4000
	0.153	6.73×10^{-3}			0.300	0.077	4000

Tableau 7-2 : Valeurs des paramètres de la simulation pour l'argile.

	θ_{ini}	K_{ini} (mm/s)	θ_0	K_0 (mm/s)	S_0 (mm/s ^{1/2})	$\Delta\theta$	t_{eau} (s)
$h_0 = 0 \text{ mm}$	0	0	0.664	2.22×10^{-4}	0.288	0.664	200000
	0.332	0			0.204	0.332	
$h_0 = -200 \text{ mm}$	0	0	0.661	1.61×10^{-4}	0.186	0.661	200000
	0.332	0			0.131	0.329	

Tableau 7-3 : Valeurs des paramètres de la simulation pour SL.

	θ_{ini}	K_{ini} (mm/s)	θ_0	K_0 (mm/s)	S_0 (mm/s ^{1/2})	$\Delta\theta$	t_{eau} (s)
$h_0 = 0 \text{ mm}$	0	0	0.377	1.67×10^{-4}	0.163	0.377	200000
	0.189	1.30×10^{-15}			0.115	0.188	
$h_0 = -200 \text{ mm}$	0	0	0.371	8.84×10^{-5}	0.086	0.371	200000
	0.189	1.30×10^{-15}			0.060	0.182	

7-2-2. Données générées

Les lames infiltrées en fonction du temps et les flux correspondants sont donnés sur la figure (7-1), pour le sable, l'argile et SL, et avec $K_{ini} = 0$ dans un premier temps.

Afin de vérifier dans quelle mesure le flux d'écoulement en régime permanent est approché au cours de l'expérimentation simulée, nous avons calculé sa valeur théorique. Elle s'exprime suivant l'équation (2-22), qui est rappelée ici (avec $r_d = 125 \text{ mm}$) :

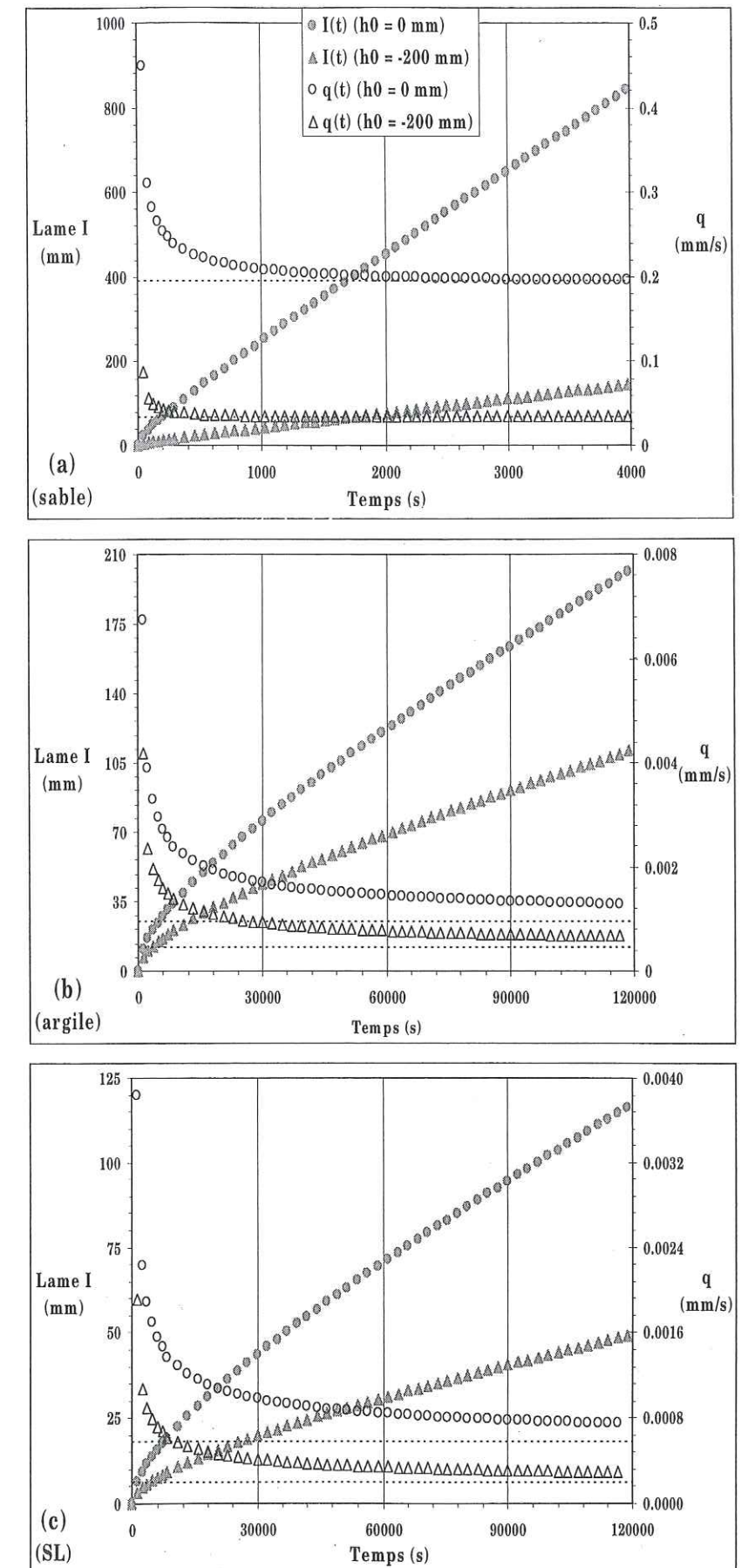
$$q_{\infty} = K_0 + \frac{\gamma S_0^2}{r_d \cdot \Delta\theta} \quad (7-3)$$

Pour le sable, la fin de l'infiltration est en régime permanent. Cela se traduit par le comportement linéaire de la courbe d'infiltration.

Par contre, pour l'argile et SL, le flux d'infiltration à la fin de l'expérimentation est surestimé de 22% à 27%, et de 18% à 26%, respectivement. Nous verrons dans le paragraphe suivant les problèmes que cela peut poser pour l'analyse aux temps longs.

Figure 7-1 :

Lames d'eau générées et flux associés pour (a) le sable, (b) l'argile, (c) SL. Dans chaque cas, le trait en pointillés correspond au flux d'écoulement en régime permanent (équation (7-3)).



7-3. ANALYSE DES DONNEES GENEREES

7-3-1. Résultats de l'ajustement

Les résultats de l'ajustement des paramètres K_0 et S_0 sur les courbes $(\partial I / \partial \sqrt{t})(\sqrt{t})$ (pour l'analyse TC) et $I(t)$ (pour l'analyse TL) sont résumés en annexe (A6).

L'erreur relative sur les paramètres ajustés a été calculée par rapport aux valeurs exactes. Elle est donnée dans le tableau (7-4), pour chacun des cas d'étude.

Tableau 7-4 : Ecart des valeurs de K_0 et S_0 ajustées suivant l'analyse aux temps courts (TC) et aux temps longs (TL), par rapport aux valeurs exactes.

	h_0 (mm)	Méthode d'analyse	$\frac{\Delta K_0}{K_0}$	$\frac{\Delta S_0}{S_0}$
Sable	0	TC	+ 33%	- 2%
		TL	+ 15%	- 3%
	-200	TC	+ 30%	- 4%
		TL	+ 2%	- 2%
Argile	0	TC	+ 8%	- 0%
		TL	+ 202%	- 15%
	-200	TC	+ 9%	- 1%
		TL	+ 145%	- 16%
SL	0	TC	+ 9%	0%
		TL	+ 135%	- 13%
	-200	TC	+11%	- 0.4%
		TL	+ 108%	- 17%

Globalement, on remarque que la sous-estimation systématique de S_0 est compensée par une surestimation de K_0 . Ce résultat avait déjà été mis en évidence par Vandervaere (1995) lors d'une étude sur l'analyse aux temps courts. Il provient du fait que la courbe $(\partial I / \partial \sqrt{t})(\sqrt{t})$ est légèrement concave.

Aux temps longs, le même phénomène se produit : c'est la courbe $I(t)$ qui n'a pas un comportement linéaire sur l'intervalle d'application de la méthode TL. Ce processus est illustré par la figure (7-2), sur laquelle sont représentés les résidus de la régression linéaire aux temps longs, pour les essais simulés sur le sable et l'argile avec $h_0 = 0$ mm.

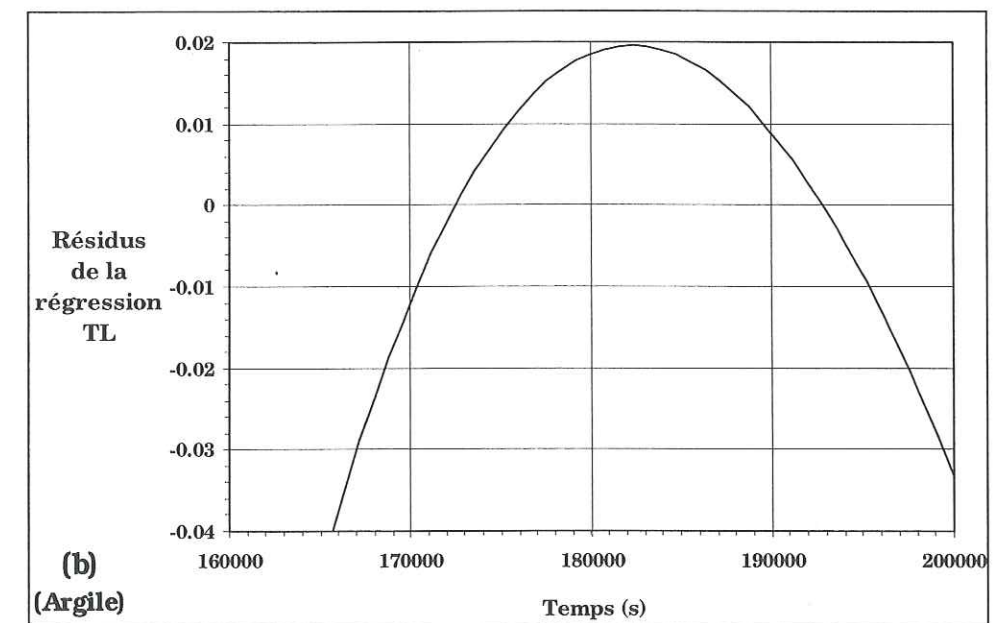
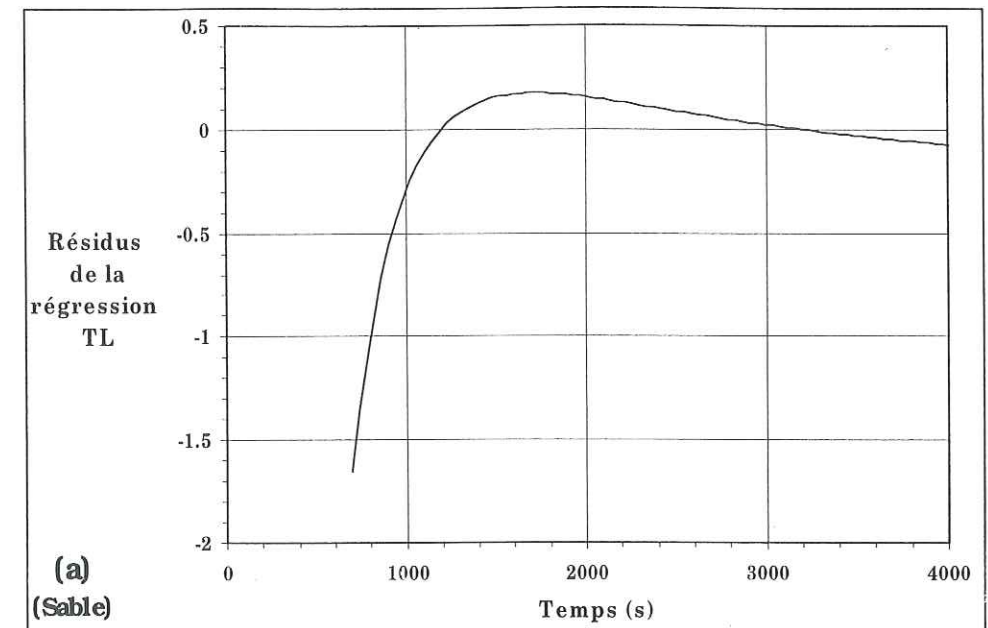


Figure 7-2 : Résidu de la régression linéaire sur l'intervalle d'application de la méthode TL pour les essais d'infiltration simulés sur le sable (a) et sur l'argile (b), pour $h_0 = -200$ mm.

Il apparaît ainsi que les points participant à la régression sont alternativement surestimés et sous-estimés. La convexité des courbes de la figure (7-2) est liée au fait que sur l'intervalle d'étude, le flux d'infiltration n'est pas constant, et continue à décroître jusqu'à

sa valeur finale. Le terme $K_0 + (\gamma S_0^2 / r_d \Delta \theta)$ de l'équation (7-1) ajustée est donc surestimé, et

$$\frac{S_0^2}{2(K_0 - K_{ini})(1 - \beta)} \ln\left(\frac{1}{\beta}\right) \text{ sera sous-estimé.}$$

7-3-2. Comparaison TC/TL - Domaine de validité des équations de base

En comparant les deux méthodes d'estimation des paramètres TC et TL, il apparaît que l'analyse aux temps longs ne donne des résultats acceptables pour K_0 que pour la simulation avec le sable ($\Delta K_0 / K_0 \leq 10\%$). Pour l'argile et SL, $\Delta K_0 / K_0$ varie de 108% à 202%.

Cela peut s'expliquer à l'aide des temps caractéristiques de l'écoulement. Dans le tableau (7-5) sont reportées les valeurs de t_{stab} , t_{geomod} , et t_{grav} (équations (2-30), (2-28), et (2-29)) calculées à partir des valeurs exactes de K_0 et S_0 (et qui apparaissent également sur la figure (6-1)). La valeur de t_{exp} apparaissant dans le tableau (7-5) correspond à l'intervalle de temps sur lequel ont été menées les analyses aux temps courts et aux temps longs.

Tableau 7-5 : Comparaison entre t_{stab} (équation (2-30)), t_{geomod} (équation (2-28)), t_{grav} (équation (2-29)), et t_{exp} , l'intervalle de temps sur lequel ont été menées les analyses TC et TL, respectivement.

	h_0 (mm)	Méthode d'analyse	t_{exp} (s)	t_{stab} (s)	t_{geomod} (s)	t_{grav} (s)
Sable	0	TC	[0 ; 150]	177	388	1673
		TL	[2750 ; 4000]			
	-200	TC	[0 ; 192]	313	4987	557
		TL	[700 ; 4000]			
Argile	0	TC	[0 ; 7.8×10^4]	8.8×10^4	1.5×10^5	1.7×10^6
		TL	[1.3×10^5 ; 2×10^5]			
	-200	TC	[0 ; 7.8×10^4]	1.5×10^5	3.5×10^5	1.3×10^6
		TL	[1.7×10^5 ; 2×10^5]			
SL	0	TC	[0 ; 6.2×10^4]	7.6×10^4	1.5×10^5	9.5×10^5
		TL	[1.34×10^5 ; 2×10^5]			
	-200	TC	[0 ; 7.8×10^4]	1.7×10^5	5.2×10^5	9.5×10^5
		TL	[1.58×10^5 ; 2×10^5]			

La durée d'infiltration nécessaire pour approcher le régime d'écoulement permanent est définie par t_{stab} . Il est théoriquement établi lorsque t_{geomod} (le temps d'apparition des phénomènes capillaires latéraux) et t_{grav} (le temps à partir duquel la gravité intervient dans l'écoulement) ont été atteints. C'est donc le **temps de stabilisation** qui va définir le temps limite supérieur d'application de la méthode d'analyse TC.

Le temps limite inférieur de validité de la méthode d'analyse TL sera quant à lui déterminé à partir de t_{grav} et t_{geomod} :

- si $t_{grav} < t_{geomod}$, ce sera t_{geomod} ,
- si $t_{geomod} < t_{grav}$, ce sera t_{grav} ,
- si $t_{grav} < t_{geomod}$, la condition sur t_{exp} pourra être $t_{grav} < t_{exp} < t_{geomod}$,
- si $t_{geomod} < t_{grav}$, la condition sur t_{exp} pourra être $t_{geomod} < t_{exp} < t_{grav}$.

Les incertitudes relatives importantes obtenues pour l'analyse aux temps longs des essais sur l'argile et SL sont liées au fait que dans aucun des deux cas, les conditions sur t_{exp} définies précédemment n'ont été respectées. Il est donc incorrect d'estimer que sur l'intervalle d'application de la méthode TL le régime permanent a été atteint. Cela confirme ce qui a été vu concernant le flux d'infiltration à la fin de la simulation sur l'argile et SL (voir figure (7-1)).

A l'opposé, l'utilisation de la méthode d'analyse aux temps courts produit d'excellents résultats pour la conductivité hydraulique de l'argile et de SL (incertitudes relatives entre 8% et 13%). En effet, dans ce cas la borne supérieure de l'intervalle d'étude reste toujours inférieure à t_{stab} .

Pour les essais simulés sur le sable, le résultat est moins satisfaisant, même si le temps d'étude ne dépasse pas t_{stab} . Cependant, t_{stab} peut être suffisamment proche de la borne supérieure de t_{exp} pour augmenter l'incertitude d'estimation de K_0 et de S_0 .

7-3-3. Précision de l'estimation

On note ici que quand la méthode d'analyse adéquate a été utilisée (TL pour le sable, et TC pour l'argile et SL), l'incertitude d'estimation sur S_0 est plus faible que celle sur K_0 . Ceci est dû d'une part au fait que la valeur de S_0 estimée intervient **au carré** dans le terme B (équation (4-4)) de l'équation d'infiltration aux temps courts.

D'autre part, il a été vu au chapitre (4) que l'estimation de K_0 était d'autant moins précise que l'infiltration appartenait au **domaine d'écoulement capillaire latéral**, par opposition au **domaine d'écoulement gravitaire**. Aux temps courts, et dans le plan

($\log S_0$; $\log K_0$) ces deux régions sont délimitées par la droite d'équation (4-7) et aux temps longs par la droite d'équation (4-15). Elles sont représentées sur la figure (7-3) pour les temps courts et les temps longs.

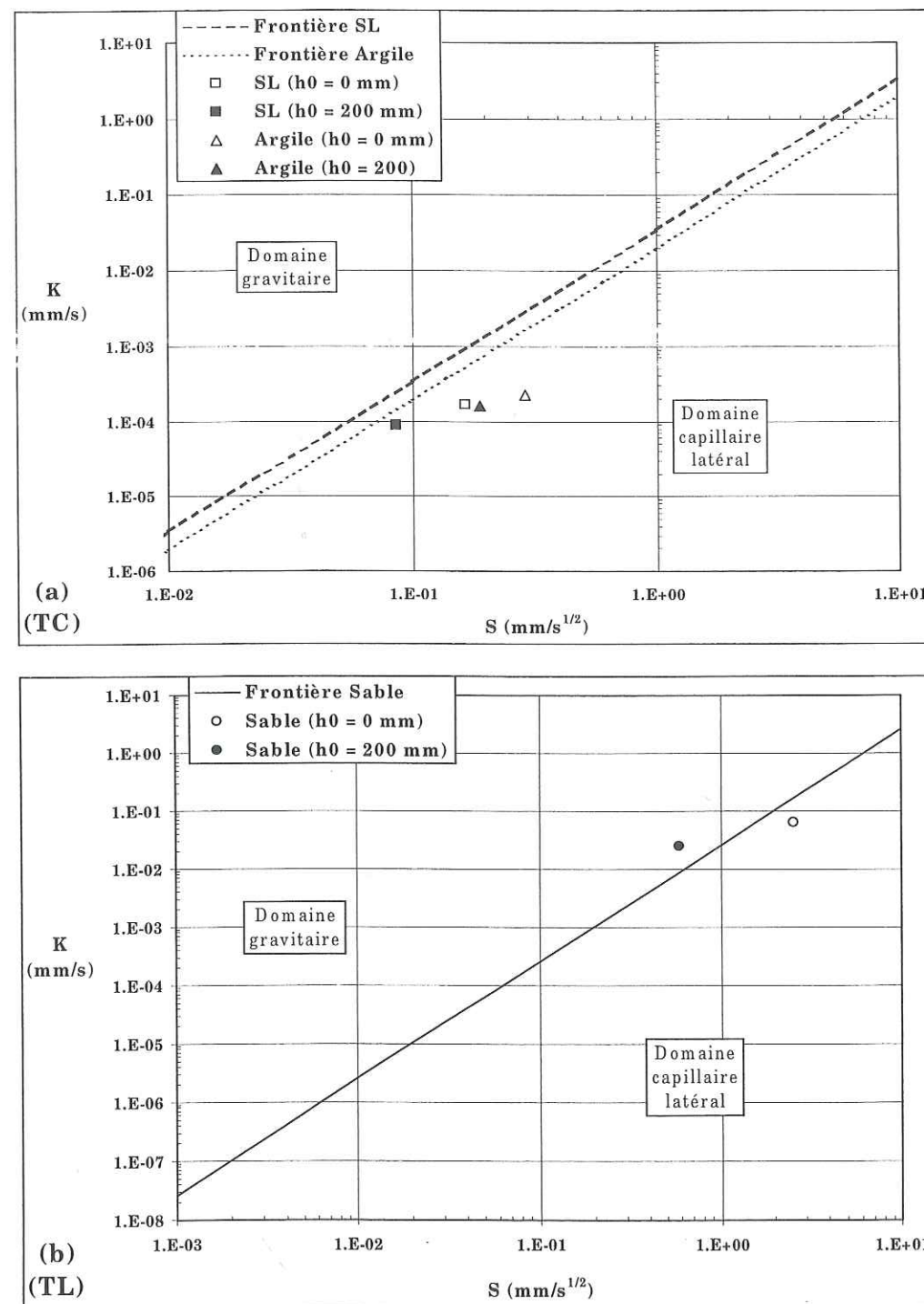


Figure 7-3 : Domaines gravitaire et capillaire latéral pour l'analyse TC (a) et l'analyse TL (b) ($r_a = 125$ mm). Les symboles correspondent aux valeurs exactes du couple (S_0, K_0) pour les trois sols considérés, à $h_0 = 0$ mm et $h_0 = -200$ mm.

Remarque : les droites frontières d'équations (4-7) et (4-15) sont fonction de $\Delta\theta$, donc du potentiel imposé h_0 . Cependant pour chaque sol les différences entre les droites frontières aux potentiels 0 mm et -200 mm sont suffisamment faibles pour ne pas apparaître sur la figure (7-3).

Pour les temps courts, les couples (S_0, K_0) de l'argile et de SL sont dans le domaine capillaire latéral, et ce pour chacune des pressions imposées h_0 . C'est donc la capillarité latérale qui a le plus de poids dans l'écoulement, comparativement à la gravité. L'estimation de S_0 sera donc plus précise que celle de K_0 , ce qui peut expliquer la différence obtenue entre les incertitudes d'estimation sur K_0 et S_0 .

Dans le cas de l'estimation des paramètres aux temps longs, le couple (S_0, K_0) pour l'essai sur le sable à $h_0 = -200$ mm se situe dans le domaine gravitaire (figure (7-3(b))). C'est le cas le plus favorable à l'ajustement de la conductivité hydraulique aux temps longs, avec l'incertitude d'estimation sur K_0 la plus faible (2%). A l'opposé, pour l'essai à $h_0 = 0$ mm la capillarité latérale a plus de poids que la gravité. L'estimation de K_0 est donc moins précise, même si elle reste tout à fait acceptable ($\Delta K/K = 10\%$).

7-3-4. Incertitudes sur les temps caractéristiques

L'utilisation des temps caractéristiques pour l'évaluation de la pertinence des méthodes d'analyse soulève le problème de l'intervalle de confiance qui peut être accordé à t_{stab} , t_{geomod} , et t_{grav} . En effet, pour l'étude sur données simulées, t_{stab} , t_{geomod} , et t_{grav} sont calculés à partir des valeurs exactes de K_0 et S_0 . Ce sont donc les temps caractéristiques "vrais".

Le protocole d'analyse des données issues d'essais réels consiste à chercher un premier intervalle de temps sur lequel on juge arbitrairement de la linéarité des courbes $(\partial I / \partial \sqrt{t})(\sqrt{t})$ et $I(t)$, afin d'appliquer la méthode TC ou TL. Un premier couple (K_0, S_0) est ainsi calculé, à partir duquel on estime t_{stab} , t_{geomod} , ou t_{grav} , suivant la méthode d'analyse appliquée. En fonction des valeurs de t_{stab} , t_{geomod} , ou t_{grav} obtenues, on décidera alors d'étendre ou de restreindre l'intervalle de données considérées pour l'analyse.

Remarque : Vandervaere (1995) a montré que pour l'analyse aux temps courts, le biais des estimations dû à l'utilisation de l'expression (7-1) sur une durée trop importante par rapport au temps limite d'applicabilité de la méthode TC était plus limitant que l'incertitude d'estimation liée au nombre de points utilisés pour la régression linéaire. Le même effet se

produit pour l'analyse aux temps longs. Il est donc plus important de respecter les temps limites des méthodes, plutôt que de chercher à traiter un maximum de points par régression linéaire.

Au chapitre (4), l'expression de l'incertitude relative sur t_{stab} , t_{geomod} , et t_{grav} a été évaluée à partir des incertitudes d'estimation de K_0 et S_0 (équations (4-24), (4-25), et (4-26)).

Les incertitudes sur K_0 et S_0 qu'il est possible de quantifier sont celles liées à l'expérimentation et au résultat de la régression. Dans le cas de la présente étude sur essais simulés, l'incertitude d'estimation sera donnée par l'écart du paramètre considéré à sa valeur exacte (tableau (7-4)).

Les valeurs de $\Delta t_{stab}/t_{stab}$, $\Delta t_{geomod}/t_{geomod}$, et $\Delta t_{grav}/t_{grav}$ ainsi calculées sont données dans le tableau (7-6) pour chaque essai, avec la méthode d'analyse adaptée (TL pour le sable et TC pour l'argile et SL).

Tableau 7-6 : Incertitudes relatives sur t_{stab} , t_{geomod} , et t_{grav} , calculées à partir des équations (4-24), (4-25), et (4-26), et avec $\Delta K_0/K_0$ et $\Delta S_0/S_0$ données dans le tableau (7-4).

	Méthode d'analyse	h_0 (mm)	$\frac{\Delta t_{stab}}{t_{stab}}$	$\frac{\Delta t_{geomod}}{t_{geomod}}$	$\frac{\Delta t_{grav}}{t_{grav}}$
Sable	TL	0		14%	23%
		200		13%	7%
Argile	TC	0	11%		
		200	22%		
SL	TC	0	12%		
		200	27%		

Il est difficile de quantifier l'impact d'une mauvaise estimation des temps caractéristiques sur les paramètres ajustés K_0 et S_0 . Au vu des incertitudes sur t_{stab} , t_{geomod} , et t_{grav} calculées ici, les limites supérieures et inférieures des intervalles de validité des méthodes TC et TL explicitées au paragraphe (7-3-2) seront redéfinies de la manière suivante :

- pour l'analyse TC, la borne supérieure de t_{exp} sera $t_{stab} - 20\% \times t_{stab}$,
- pour l'analyse TL, la borne inférieure de t_{exp} dépendra des valeurs de t_{geomod} et t_{grav} :
 - si $t_{grav} < t_{geomod}$, ce sera $t_{geomod} + 15\% \times t_{geomod}$,
 - si $t_{geomod} < t_{grav}$, ce sera $t_{grav} + 20\% \times t_{grav}$,
 - si $t_{grav} \ll t_{geomod}$, la condition sur t_{exp} pourra être $t_{grav} + 20\% \times t_{grav} < t_{exp} < t_{geomod} - 15\% \times t_{geomod}$,
 - si $t_{geomod} \ll t_{grav}$, la condition sur t_{exp} pourra être $t_{geomod} + 15\% \times t_{geomod} < t_{exp} < t_{grav} - 20\% \times t_{grav}$.

Remarque : l'incertitude relative sur t_{geomod} ne dépend que de $\Delta S_0/S_0$, alors que pour t_{stab} et t_{grav} , elle dépend de $\Delta S_0/S_0$ et de $\Delta K_0/K_0$, ce qui explique pourquoi $\Delta t_{geomod}/t_{geomod}$ est inférieure à $\Delta t_{grav}/t_{grav}$ et $\Delta t_{stab}/t_{stab}$.

7-3-5. Hypothèse $K_{ini} = 0$

Dans la plupart des cas expérimentaux rencontrés *in situ*, la conductivité initiale n'est pas connue. Les teneurs en eau volumiques initiales sont ainsi supposées suffisamment faibles pour que la conductivité initiale puisse être négligée devant la conductivité à la pression imposée par l'infiltromètre. Cette hypothèse a également été testée sur des données générées.

Remarque : seul le cas du sable, aux deux potentiels $h_0 = 0$ mm et $h_0 = -200$ mm a été traité. En effet, pour l'argile et SL, K_{ini} est le plus souvent négligeable devant la conductivité aux teneurs en eau imposées par l'infiltromètre (proche de la saturation) (Tableau (7-1)).

Deux types de données ont été générées pour cette étude, à partir de l'équation implicite (6-6) :

- la lame d'eau en fonction du temps, avec :
 - $\theta_{ini} \neq 0$
 - $K_{ini} \neq 0$
 - K_0 et S_0 données dans le tableau (7-1)
- la lame d'eau en fonction du temps avec les mêmes teneur en eau initiale et sorptivité, mais avec une conductivité initiale nulle. C'est dans ce cas de figure où θ_{ini} est connue, mais pas K_{ini} , que les méthodes TC et TL sont appliquées en réalité.

Les valeurs des paramètres K_{ini} et θ_{ini} utilisées pour la simulation sont données dans le tableau (7-1).

L'écart relatif entre ces deux lames d'eau est représenté sur la figure (7-4).

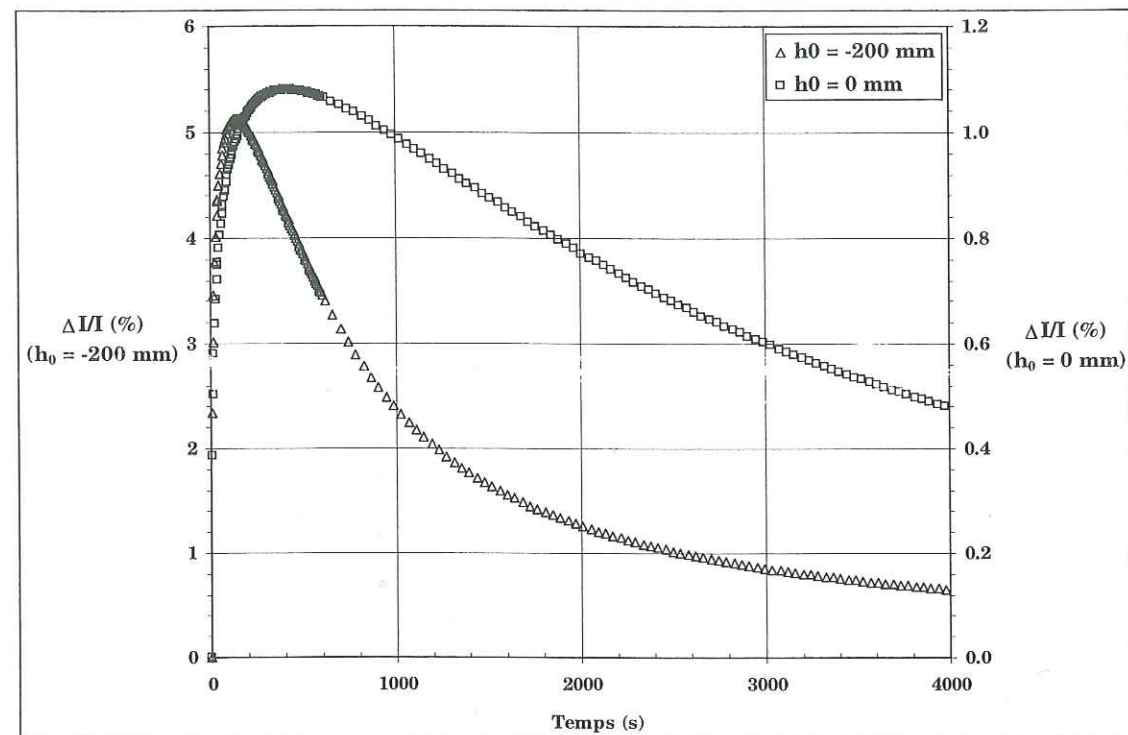


Figure 7-4 : Ecart relatif entre les lames d'eau générées pour le sable, aux pressions imposées $h_0 = 0$ mm et $h_0 = -200$ mm, avec une conductivité initiale nulle et une conductivité initiale non nulle. Les valeurs de θ_{ini} et S utilisées pour la simulation sont par ailleurs identiques (Tableau (7-1)).

L'écart augmente fortement aux premiers temps de l'infiltration, puis il atteint un maximum (1.1% et 5.1% environ pour $h_0 = 0$ mm et $h_0 = -200$ mm, respectivement), pour ensuite diminuer et tendre vers un palier aux temps longs. En effet, aux premiers instants de l'écoulement, la principale contribution à la lame infiltrée est la capillarité verticale, et c'est la sorptivité qui va contrôler l'infiltration. Puis la gravité et la capillarité latérale vont prendre de l'importance. C'est à cet instant que la conductivité hydraulique initiale pourra avoir un rôle prédominant sur l'infiltration.

A l'approche du régime d'écoulement permanent, l'effet de non prise en compte de K_{ini} diminue. Cette diminution est d'autant plus rapide que c'est la gravité qui intervient en premier dans l'établissement du régime permanent. En effet, pour l'essai à $h_0 = -200$ mm, la diminution de $\Delta I/I$ avec le temps est brutale et $t_{grav} < t_{geomod}$. Cela signifie que la part du volume infiltré par gravité est plus importante que celle liée aux effets capillaires latéraux.

A l'opposé, pour l'essai avec $h_0 = 0$ mm, $\Delta I/I$ décroît moins rapidement et $t_{grav} > t_{geomod}$. L'effet de K_{ini} est d'abord en compétition avec les effets capillaires latéraux. Ce n'est qu'à l'approche de t_{grav} qu'il s'estompera.

Dans le cas d'expérimentations où la teneur en eau initiale est élevée, il sera donc conseillé de travailler avec les données de lame infiltrée aux temps longs, c'est à dire avec la méthode d'analyse TL.

De plus, la différence entre les deux lames d'eau est réduite à saturation ($\Delta I/I < 1.1\%$ à $h_0 = 0$ mm). Elle atteint par contre 5.1% à $h_0 = -200$ mm. Cela est en partie dû aux petites variations de teneur en eau, quand l'infiltration est à faible potentiel, et donc à une différence entre K_{ini} et K_0 moins importante qu'à saturation.

D'autre part, il a été vu pour $h_0 = -200$ mm, que lorsque $\theta_{ini} = 0$, l'infiltration dans le sable est dans le domaine d'écoulement gravitaire (voir figure (5-3)). Cela est d'autant plus vrai lorsque la teneur en eau initiale est non nulle (puisque la droite limitant les domaines gravitaire et capillaire latéral est inversement proportionnelle à $\Delta\theta$). Cela signifie que le poids de la gravité est suffisamment important pour que la conductivité hydraulique initiale intervienne de manière non négligeable dans l'infiltration. Ce sera également un phénomène à prendre en compte lors des expérimentations à forte teneur en eau initiale.

7-4. RESUME ET CONCLUSIONS

Les paramètres hydrodynamiques K_0 et S_0 sont obtenus par ajustement des équations caractéristiques de la modélisation aux temps courts et temps longs sur les données d'infiltration. Dans les deux cas l'ajustement se fait par régression linéaire, alors qu'il peut exister une perte de linéarité des courbes concernées. C'est le cas notamment lorsque la durée d'infiltration prise en compte pour l'analyse TC est trop importante, ou lorsque le flux d'infiltration n'est pas encore stabilisé sur les points de la régression avec TL.

Le domaine de validité des méthodes d'analyse TC et TL peut être testé à l'aide des temps caractéristiques :

- la limite d'application de l'équation d'infiltration TC sera estimée à partir de t_{stab} , le temps de stabilisation,
- les temps géométrique modifié t_{geomod} , et gravitaire t_{grav} , seront utilisés pour définir la borne inférieure du domaine d'application de la méthode TL.

Cependant t_{stab} , t_{geomod} , et t_{grav} , sont fortement entachés des incertitudes d'estimation sur K_0 et S_0 . Les temps limites d'application des équations TC et TL seront donc revus, et l'intervalle de temps t_{exp} sur lequel sera appliquée la régression linéaire sera défini comme il est montré sur la figure (7-5).

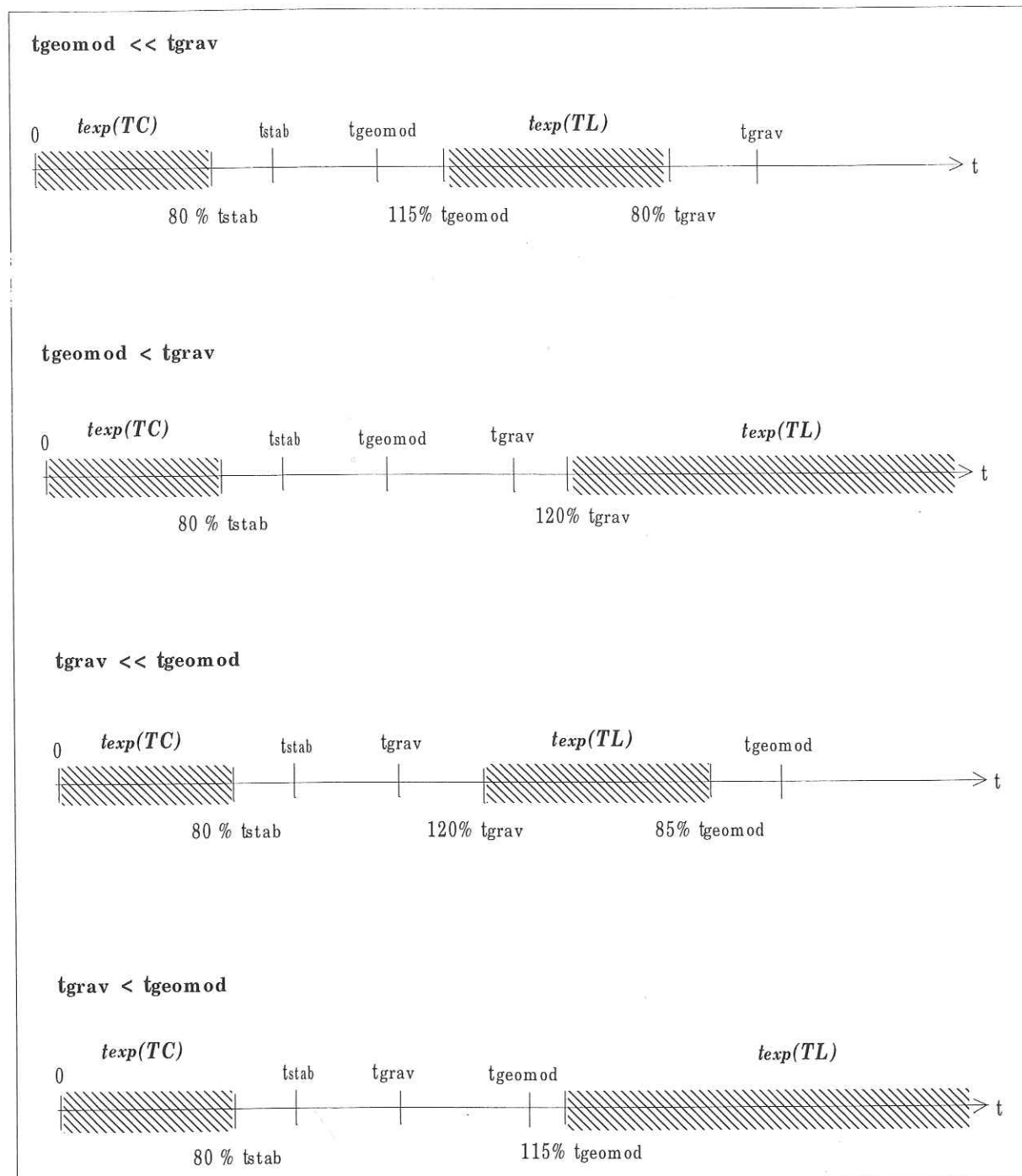


Figure 7-5 : Utilisation des temps caractéristiques de l'écoulement de l'eau pour la détermination de t_{exp} , l'intervalle de régression linéaire de l'analyse aux temps courts (TC) et aux temps longs (TL).

Concrètement, un premier intervalle pour l'ajustement sera choisi en estimant arbitrairement la linéarité des courbes $(\partial I / \partial \sqrt{t})(\sqrt{t})$ et $I(t)$. Les valeurs de t_{stab} , t_{geomod} , et t_{grav} , seront ensuite calculées à partir des paramètres K_0 et S_0 obtenus en première régression. A partir de ces valeurs, l'intervalle de la régression sera éventuellement réajusté.

Enfin, l'hypothèse $K_{ini} = 0$ a été testée. Il apparaît que négliger K_{ini} présente une grande importance aux premiers instants de l'infiltration, par rapport aux temps longs. Dans le cas où θ_{ini} est élevée, il sera donc conseillé de travailler avec la méthode TL. Cela est d'autant plus vrai que si on s'éloigne de la saturation.

Chapitre 8

Caractérisation hydrodispersive sur données simulées

8-1. RAPPEL DE LA METHODOLOGIE

Les caractéristiques du transport du soluté pour le modèle MIM sont la fraction d'eau mobile f , le coefficient de dispersion D , et le coefficient de transfert de masse entre les deux régions d'eau mobile et immobile, α . La méthode MoT présentée dans la partie précédente permet de déterminer f et D :

- la fraction d'eau mobile est calculée suivant le protocole de **Clothier et al.** (1992),
- le coefficient de dispersion est estimé par ajustement de la solution analytique du transport monodimensionnel de soluté en concentration résidente sur les valeurs expérimentales de $C_r(z, t_{sol})$ sous l'axe du disque, où t_{sol} est la durée d'infiltration de la solution.

8-2. SIMULATION DU TRANSPORT DE SOLUTE - DONNEES GENEREES

Les paramètres hydrodispersifs de référence pour la simulation du transport de soluté sont donnés dans le tableau (6-2). Les temps d'infiltration de la solution dans chacun des deux matériaux, t_{sol} , ont été choisis tels que $t_{sol}(Sa) = 1200$ s (soit 0.333 h) et $t_{sol}(LoSa) = 18000$ s (soit 5 h), ce qui correspond à la durée nécessaire au soluté pour traverser par convection une colonne de 150 mm de longueur, contenant le matériau considéré.

Le profil de concentration résidente à la fin de l'infiltration de la solution, $C_r(z, t_{sol})$ (qui correspond au profil sous l'axe du disque) a été simulé avec les valeurs de référence données dans le tableau (6-2). D'autres simulations ont été menées, avec des valeurs de f et de q_{stab1D} différentes, les autres paramètres restant identiques. L'intérêt d'étudier le comportement de $C_r(z, t_{sol})$ quand f et q_{stab1D} varient réside dans le fait que ces deux grandeurs contrôlent la **quantité de solution infiltrée** I_{sol} , et la **dispersivité** λ , puisque $I_{sol} = q_{stab1D} \times t_{sol}$ et $\lambda = D \times \theta_m / q_{stab1D}$. Il a été vu au chapitre (5) que I_{sol} et λ intervenaient dans l'étude de la validité des l'hypothèse nécessaires à l'estimation de f et D .

Les caractéristiques variant d'une simulation à l'autre sont résumées dans le tableau (8-1).

Tableaux 8-1 : Valeurs de f et q pour chacune des simulations, et (a) pour Sa, (b) pour LoSa. Les grandeurs θ , D , et α , ne changent pas et sont celles présentées dans le tableau (6-2).

(a)			(b)		
Simulation	f	q_{stab1D} (mm/s)	Simulation	f	q_{stab1D} (mm/s)
Sa 1a	0.28	2.78×10^{-3}	LoSa 1a	0.26	3.83×10^{-4}
Sa 1b	0.28	1.50×10^{-2}	LoSa 1b	0.26	7.67×10^{-4}
Sa 1c	0.28	3.00×10^{-2}	LoSa 1c	0.26	8.33×10^{-3}
Sa 2a	0.49	2.78×10^{-3}	LoSa 2a	0.5	3.83×10^{-4}
Sa 2b	0.49	1.50×10^{-2}	LoSa 2b	0.5	7.67×10^{-4}
Sa 2c	0.49	3.00×10^{-2}	LoSa 2c	0.5	8.33×10^{-3}
Sa 3a	0.96	2.78×10^{-3}	LoSa 3a	0.96	3.83×10^{-4}
Sa 3b	0.96	1.50×10^{-2}	LoSa 3b	0.96	7.67×10^{-4}
Sa 3c	0.96	3.00×10^{-2}	LoSa 3c	0.96	8.33×10^{-3}

Remarques : - la dispersivité λ est en théorie constante pour un sol donné. De même, l'évolution de la fraction d'eau mobile f est dépendante du flux d'infiltration q_{stab1D} . Cependant, pour l'étude théorique présentée ici, le choix a été fait de traiter la validité des méthodes d'analyse utilisées sur une gamme étendue des paramètres intervenant dans le problème. Cela a ainsi nécessité d'utiliser des grandeurs "artificielles".

- la profondeur z_0 d'échantillonnage qui sera utilisée par la suite est telle que $z_0 = 10 \text{ mm}$.

8-3. RESULTATS DE LA METHODOLOGIE MoT POUR LE CALCUL DE f

La fraction d'eau mobile a été calculée pour chaque essai simulé, à partir de la méthode d'analyse décrite au chapitre (5). Les résultats de l'estimation sont reportés dans le tableau (8-2), avec les écarts relatifs de la teneur en immobile estimée par rapport à sa valeur vraie.

On rappelle également ici les grandeurs ne variant pas d'une simulation à l'autre :

- pour Sa :
 - $D = 0.167 \text{ mm}^2/\text{s}$
 - $\alpha = 1.39 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
 - $\theta = 0.257 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$
 - $t_0 = 1200 \text{ s}$
- pour LoSa :
 - $D = 0.153 \text{ mm}^2/\text{s}$
 - $\alpha = 1.33 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$
 - $\theta = 0.380 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$
 - $t_0 = 18000 \text{ s}$

Tableaux 8-2 : Résultats de l'estimation de f par la méthode MoT, (a) pour Sa, et (b) pour LoSa.

(a)				(b)			
Simulation	f vraie	\hat{f} estimée	$\frac{\Delta \theta_{im}}{\theta_{im}}$	Simulation	f vraie	\hat{f} estimée	$\frac{\Delta \theta_{im}}{\theta_{im}}$
Sa 1a	0.28	0.32	- 6%	LoSa 1a	0.26	0.24	+ 3.5%
Sa 1b	0.28	0.34	- 8%	LoSa 1b	0.26	0.31	- 6.4%
Sa 1c	0.28	0.34	- 8%	LoSa 1c	0.26	0.33	- 8.9%
Sa 2a	0.49	0.47	+ 4%	LoSa 2a	0.5	0.29	+ 42%
Sa 2b	0.49	0.55	- 11%	LoSa 2b	0.5	0.44	+ 12%
Sa 2c	0.49	0.55	- 11%	LoSa 2c	0.5	0.56	- 12%
Sa 3a	0.96	0.60	+ 928 %	LoSa 3a	0.96	0.32	+ 1512%
Sa 3b	0.96	0.99	- 74%	LoSa 3b	0.96	0.55	+ 970%
Sa 3c	0.96	0.99	- 74%	LoSa 3c	0.96	0.99	- 76%

Il a été vu au chapitre (5) que f était sous-estimée lorsque la condition $C_m(z_0, t_{sol}) = C_0$ n'était pas atteinte, et que f était surestimée lorsque la condition $C_{im}(z_0, t_{sol}) = 0$ n'était plus valable. En terme de fraction d'eau immobile, cela se traduit par une surestimation de θ_{im} lorsque $C_m < C_0$ et par une sous-estimation de θ_{im} lorsque $C_{im} > 0$.

L'incertitude relative sur la valeur de θ_{im} estimée pour l'essai LoSa 1a est + 3.5%. Cela signifie donc que dans ce cas $C_m(z_0, t_{sol})$ n'a pas encore atteint C_0 au temps d'échantillonnage. D'après Snow (1999), l'hypothèse $C_m(z_0, t_{sol}) = C_0$ est correcte (c'est à dire

que l'estimation de θ_{im} qui en résulte est donnée avec une incertitude relative $\leq 15\%$ si les conditions suivantes sont respectées :

- ① $I_{sol} > \lambda$ quand $\alpha < 5 \text{ h}^{-1}$ (c'est à dire $\alpha < 1.39 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$)
et ② $\lambda \leq 20 \text{ mm}$.

Pour chaque simulation, la lame de solution infiltrée et la dispersivité ont été calculées à partir du flux d'infiltration, de la teneur en eau mobile, et du coefficient de dispersion, et en supposant que la diffusion moléculaire était négligeable devant la dispersion hydrodynamique (équation ((2-38)). Ces valeurs sont données dans le tableau (8-3).

Tableau 8-3 : Dispersivité $\lambda = D \times \theta_m / q_{stab1D}$ et lame de solution infiltrée $I_{sol} = q_{stab1D} \times t_{sol}$ pour les simulations sur Sa (a) et sur LoSa (b).

(a)		
Simulation	λ (mm)	I_{sol} (mm)
Sa 1a	4.3	3.3
Sa 1b	0.8	18
Sa 1c	0.4	36
Sa 2a	7.6	3.3
Sa 2b	1.4	18
Sa 2c	0.7	36
Sa 3a	15	3.3
Sa 3b	2.7	18
Sa 3c	1.4	36

(b)		
Simulation	λ (mm)	I_{sol} (mm)
LoSa 1a	40	6.9
LoSa 1b	20	15.3
LoSa 1c	1.83	150
LoSa 2a	76	6.9
LoSa 2b	38	15.3
LoSa 2c	3	150
LoSa 3a	140	6.9
LoSa 3b	70	15.3
LoSa 3c	6.7	150

Effectivement, pour l'essai LoSa 1a, $I_{sol} = 6.9 \text{ mm}$ et $\lambda = 40 \text{ mm}$. L'incertitude d'estimation sur θ_{im} (3.5%) est malgré tout relativement faible, compte tenu du fait qu'aucune des conditions ① et ② n'est respectée.

Pour la simulation LoSa 1b, θ_{im} est sous-estimée de 6.4%, alors que $I_{sol} < \lambda$ ($I_{sol} = 15.3 \text{ mm}$ et $\lambda = 20 \text{ mm}$). La condition de **Snow** (1999) n'est donc pas correcte dans ce cas. Deux raisons peuvent expliquer cela :

- la lame infiltrée I_{sol} est suffisamment proche de la dispersivité λ pour que la concentration dans la phase mobile soit très peu inférieure à C_0 .
- le non-respect des hypothèses d'application de MoT est ici plus contraignant pour $C_{im}(z_0, t_{sol}) = 0$ que pour $C_m(z_0, t_{sol}) = C_0$. En effet, la fraction d'eau mobile étant relativement faible ($f = 0.26$), la dispersion hydrodynamique peut avoir moins de poids sur le transport du soluté que les échanges entre les deux régions d'eau.

Pour **Snow** (1999), la condition pour laquelle la sous-estimation de θ_{im} est inférieure à 15% est $I < 1.25(\text{heures}) \times q_{stab1D}$. Cela signifie que quelles que soient les conditions d'expérimentation, les durées d'infiltration ne doivent pas dépasser 1.25h pour que l'hypothèse $C_{im}(z_0, t_{sol}) = 0$ donne des estimations de f acceptables. D'après **Snow** (1999), cette condition est d'autant plus restrictive si $q_{stab1D} < 10 \text{ mm/h}$ (ou $q_{stab1D} < 2.78 \times 10^{-3} \text{ mm/s}$).

Or pour l'essai simulé LoSa 1b, θ_{im} n'est sous-estimée que de 6.4% (tableau (8-2)), alors que la durée d'infiltration est de 5.5h, et le flux d'infiltration est $q = 2.76 \text{ mm/h}$. Aucune des conditions de **Snow** (1999) n'est donc établie. Nous avons donc émis une autre hypothèse sur la durée d'infiltration de la solution pour que l'hypothèse $C_{im}(z_0, t_{sol}) \approx 0$ donne une estimation de θ_{im} acceptable.

En supposant que la concentration dans la phase mobile ait atteint C_0 à la fin de l'infiltration de la solution et sur toute la profondeur d'échantillonnage, et en intégrant l'équation de transfert (2-39), il vient :

$$\ln \left(1 - \frac{C_{im}(z_0, t)}{C_0} \right) = - \frac{\alpha}{\theta_{im}} \cdot t \quad (8-1)$$

De plus, en considérant l'équation (5-5) donnant l'expression exacte de f , et toujours en supposant $C_m(z_0, t_{sol}) = C_0$, on obtient :

$$\frac{\Delta \theta_{im}}{\theta_{im}} = \frac{C_{im}(z_0, t_{sol})}{C_0} \quad (8-2)$$

Il est donc possible de déterminer le temps limite d'infiltration de la solution, pour lequel on acceptera une incertitude relative sur θ_{im} donnée. En combinant les équations (8-1) et (8-2), il vient :

$$t_{lim} = -\frac{\theta_{im}}{\alpha} \ln \left(1 - \frac{\Delta\theta_{im}}{\theta_{im}} \right) \quad (8-3)$$

On calculera ici le temps limite pour une incertitude d'estimation sur θ_{im} égale à 10%. Les valeurs correspondantes de t_{lim} pour chacun des essais simulés, sont données dans le tableau (8-4).

Remarque : le temps limite t_{lim} peut s'écrire à partir du temps caractéristique de transfert $t_\alpha = \theta_{im} / \alpha$ (équation (2-64)) de la manière suivante :

$$t_{lim} = -\ln \left(1 - \frac{\Delta\theta_{im}}{\theta_{im}} \right) \cdot t_\alpha \quad (8-4)$$

Tableau 8-4 : Valeurs du temps limite (équation (8-3)) pour les simulations sur Sa (a) et sur LoSa (b), et pour une incertitude d'estimation sur θ_{im} égale à 10%. Les durées d'infiltration de la solution sont $t_{sol} = 1200$ s pour Sa et $t_{sol} = 18000$ s pour LoSa.

(a)		(b)	
Simulation	t_{lim} (s)	Simulation	t_{lim} (s)
Sa 1	2520	LoSa 1	39600
Sa 2	1764	LoSa 2	27360
Sa 3	137	LoSa 3	2160

Pour les essais simulés LoSa 1, $t_{lim} = 39600$ s. La durée d'infiltration de la solution pour ces essais est $t_{sol} = 18000$ s, et ne dépasse donc pas t_{lim} . C'est pourquoi la sous-estimation de θ_{im} atteint au maximum 8.9% (essai LoSa 1c) pour les simulations LoSa 1 (tableau (8-2)).

Lorsque la teneur en eau mobile augmente, la dispersion prend une importance croissante dans le transport du soluté. Ainsi pour l'essai simulé LOSA 2a, θ_{im} est surestimée de 42% (tableau (8-2)). En effet dans ce cas, la quantité de solution infiltrée est fortement insuffisante si on se réfère à la condition de **Snow** (1999) puisque $I_{sol} = 6.9$ mm et $\lambda = 76$ mm (tableau (8-3)).

A l'opposé pour l'essai LoSa 2b, l'incertitude d'estimation sur θ_{im} est acceptable (12%) même si $\lambda \approx 3 \times I_{sol}$. Une fois encore, la condition de **Snow** (1999) pour que l'hypothèse $C_m(z_0, t_{sol}) = C_0$ soit acceptable (à savoir $I_{sol} \geq \lambda$ et $\lambda \leq 20$ mm) semble être trop restrictive.

Pour l'essai LoSa 2c, la concentration dans la phase immobile n'est plus nulle à la fin de l'infiltration, puisque $\Delta\theta_{im}/\theta_{im} = -12\%$. Cependant $t_{sol} < t_{lim}$. La valeur estimée de θ_{im} est donc acceptable.

Lorsque quasiment toute l'eau est mobile (essais LoSa 3 où $f = 0.96$), le paramètre prépondérant dans le transport du soluté est le coefficient de dispersion. Ceci est très visible sur les résultats de la simulation. Les deux premiers essais LoSa 3a et LoSa 3b donnent des estimations des valeurs de θ_{im} incorrectes (tableau (8-2)). Même si les essais LoSa 3a et LoSa 3b sont simulés avec une lame infiltrée plus proche de la dispersivité que dans le cas présenté ici, aucun résultat n'est acceptable si $I_{sol} < \lambda$.

L'essai LoSa 3c n'est pas plus satisfaisant puisque le temps limite (2160 s) est largement dépassé, et conduit à une forte sous-estimation de θ_{im} .

Les simulations pour Sa conduisent à des commentaires analogues à ceux émis pour LoSa. Aux faibles teneurs en eau mobile (essais Sa 1 et Sa 2), les valeurs de θ_{im} estimées sont tout à fait correctes ($\Delta\theta_{im}/\theta_{im} < 11\%$), même si la condition $I_{sol} > \lambda$ n'est pas respectée. Quand le comportement du milieu se rapproche du cas où toute l'eau est mobile (essai Sa 3), cela devient incorrect.

De plus, quand le temps d'infiltration ne dépasse pas le temps limite calculé à l'aide de l'équation (8-3), l'hypothèse $C_{im}(z_0, t_{sol}) \approx 0$ n'est absolument pas contraignante.

L'utilisation d'un temps limite d'infiltration semblant correcte pour justifier de l'application de l'hypothèse $C_{im}(z_0, t_{sol}) \approx 0$ dans le calcul de f , il convient de revenir aux conditions de validité de la seconde hypothèse, à savoir $C_m(z_0, t_{sol}) = C_0$.

Pour que celle-ci soit valable, notre condition de référence était celle de **Snow** (1999), c'est à dire $I_{sol} > \lambda$. Pour illustrer cela, la figure (8-1) représente dans le plan (I_{sol}, λ) les courbes sur lesquelles la concentration dans la phase mobile atteint 80% et 90% de la concentration C_0 (si on suppose qu'une sous estimation de 10% ou 20% de $C_m(z_0, t_{sol})$ par rapport à C_0 conduit à la même incertitude d'estimation pour θ_{im}), en considérant que $C_{im}(z_0, t_{sol}) = 0$, et pour chaque essai simulé.

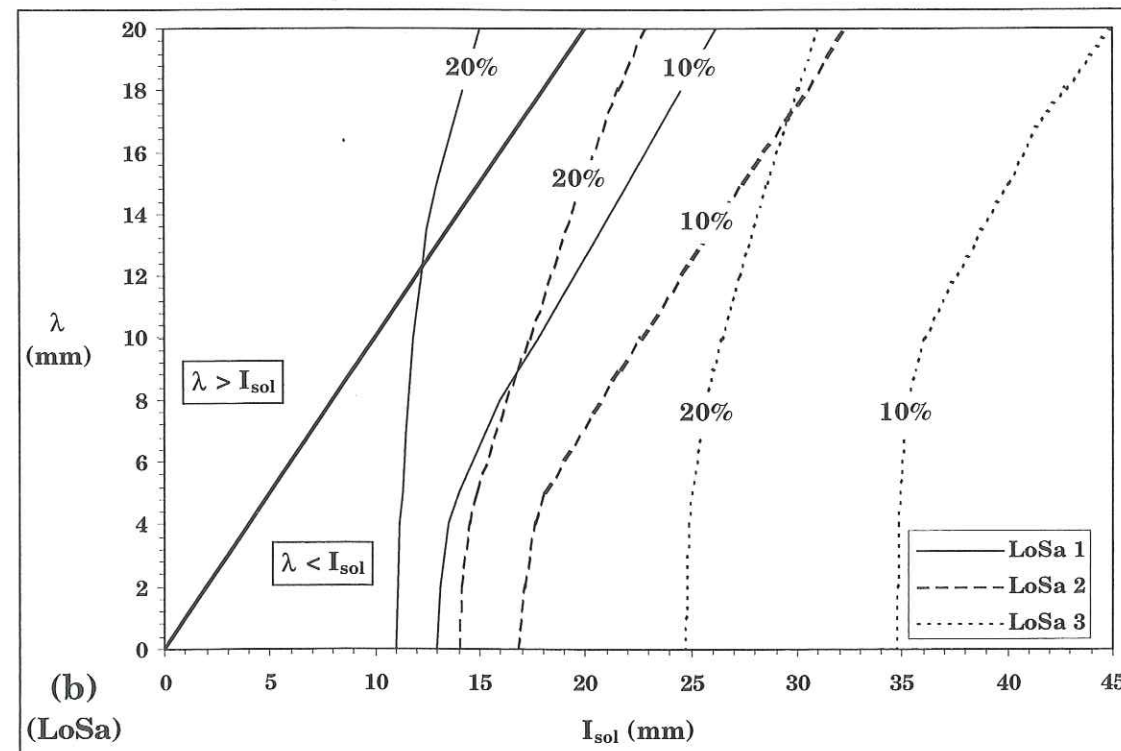
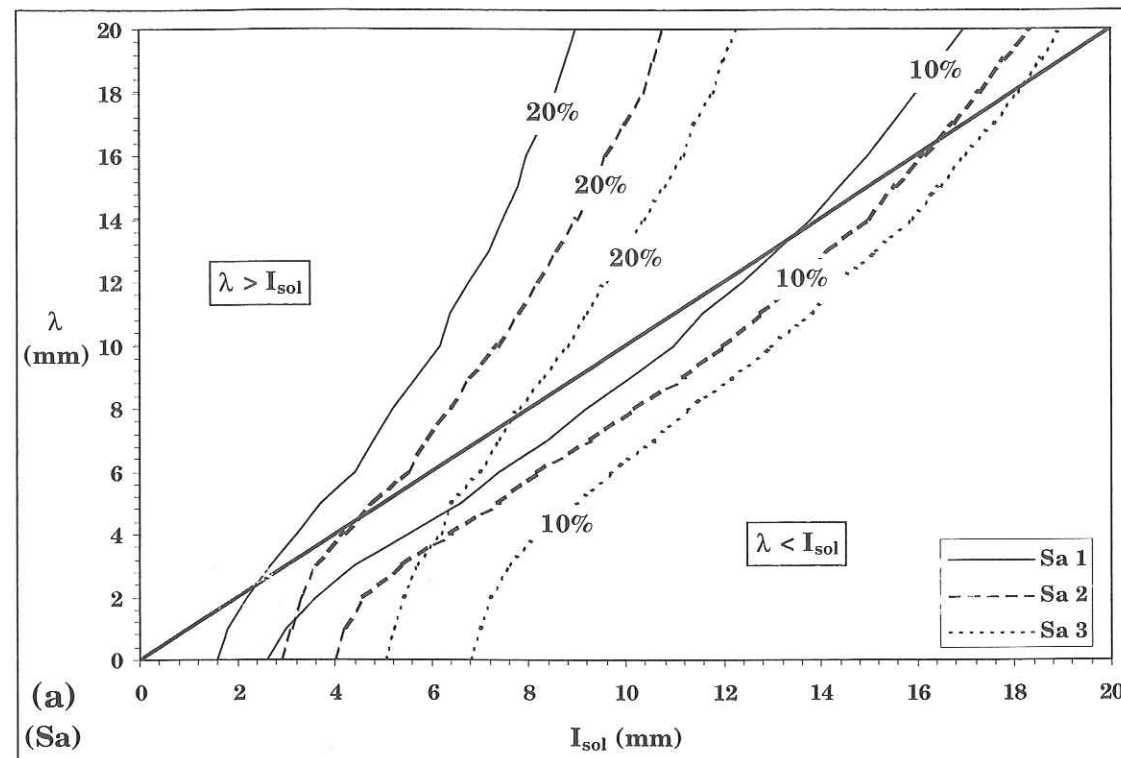


Figure 8-1. Valeurs limites de la dispersivité et de lame de solution infiltrée pour lesquelles l'incertitude d'estimation sur θ_{im} ne dépasse pas 10% et 20%. Cas des essais simulés pour Sa (a) ($f = 0.28(1)$, $f = 0.49(2)$, $f = 0.96(3)$) et pour LoSa (b) ($f = 0.26(1)$, $f = 0.5(2)$, $f = 0.96(3)$). La droite en traits pleins représente $I_{sol} = \lambda$.

L'hypothèse suivant laquelle I_{sol} doit être supérieure à la dispersivité ne paraît pas indispensable pour Sa (figure (8-1(a))) : si $I_{sol} \geq 12$ mm, il est possible d'obtenir une estimation de θ_{im} à 20% près, quelle que soit la valeur de $\lambda \leq 20$ mm.

A l'opposé, le comportement de LoSa est très différent : dans l'intervalle de dispersivité considéré ($\lambda \leq 20$ mm), il est quasiment impossible d'avoir une estimation correcte de θ_{im} si $I_{sol} < \lambda$. Cependant deux remarques sont à noter sur les hypothèses émises pour l'estimation de la fraction d'eau mobile ($C_m(z_0, t_{sol}) \approx C_0$ et $C_{im}(z_0, t_{sol}) \approx 0$) :

- elles sont **complémentaires**, l'une conduisant à une surestimation de f , l'autre à une sous-estimation,
- suivant les conditions d'essai (valeur de la teneur en eau mobile plus ou moins importante), **elles n'ont pas le même poids**.

Une condition sur la lame de solution infiltrée moins restrictive que celle définie par Snow (1999) est donc proposée :

- pour les valeurs de la fraction d'eau mobile telles que $f \leq 0.70$, la condition $C_m = C_0$ permettra une estimation correcte de f si $I_{sol} \geq \lambda/2$. Cette hypothèse a été vérifiée pour les essais simulés avec Sa et LoSa, pour $f = 0.70$. Elle a conduit dans ce cas à une incertitude d'estimation de f inférieure à 15%.
- dans le cas où $f > 0.70$, l'hypothèse de Snow (1999) suivant laquelle $I_{sol} > \lambda$ devra être respectée.

8-4. RESULTATS DE LA METHODOLOGIE MoT POUR L'ESTIMATION DE D

8-4-1. Introduction

La méthode d'estimation du coefficient de dispersion suppose dans un premier temps que la valeur de la fraction d'eau mobile calculée avec la méthodologie MoT est correcte. La méthodologie MoT pour l'estimation de D ne sera donc appliquée ici qu'aux simulations pour lesquelles l'incertitude d'estimation sur θ_{im} est inférieure à 15%. La sensibilité des profils de concentration aux hypothèses émises pour l'estimation de f sera étudiée dans un premier temps.

D'autre part, les hypothèses nécessaires à l'estimation du coefficient de dispersion sont liées à l'utilisation de la solution analytique du transport de soluté en géométrie monodimensionnelle et en régime d'écoulement permanent de l'eau. Ces deux points seront abordés dans un deuxième temps.

8-4-2. Influence des hypothèses de la méthode MoT pour le calcul de f sur le profil de concentration résidente totale

Les simulations pour lesquelles la fraction d'eau mobile a été calculée avec moins de 15% d'incertitude sont les suivantes (voir tableau (8-2)) :

- 1 et 2 pour Sa,
- 2, 2b, et 2c pour LoSa.

Pour chacun de ces essais, le profil de concentration résidente totale à la fin de l'infiltration de la solution, $C_r(z, t_{sol})$, a été calculé. La valeur de la fraction d'eau mobile utilisée est celle qui a été estimée au paragraphe précédent (tableau (8-2)), ce qui suppose que $\alpha = 0$. Les autres paramètres (D , q_{stab1D} , t_{sol}) sont par ailleurs identiques à ceux définis initialement (tableaux (6-2) et (8-1)). Le profil de concentration ainsi obtenu a ensuite été comparé au profil réel, calculé avec les valeurs vraies de f et α . Le résultat est donné sur les figures (8-2) et (8-3), pour Sa et LoSa respectivement.

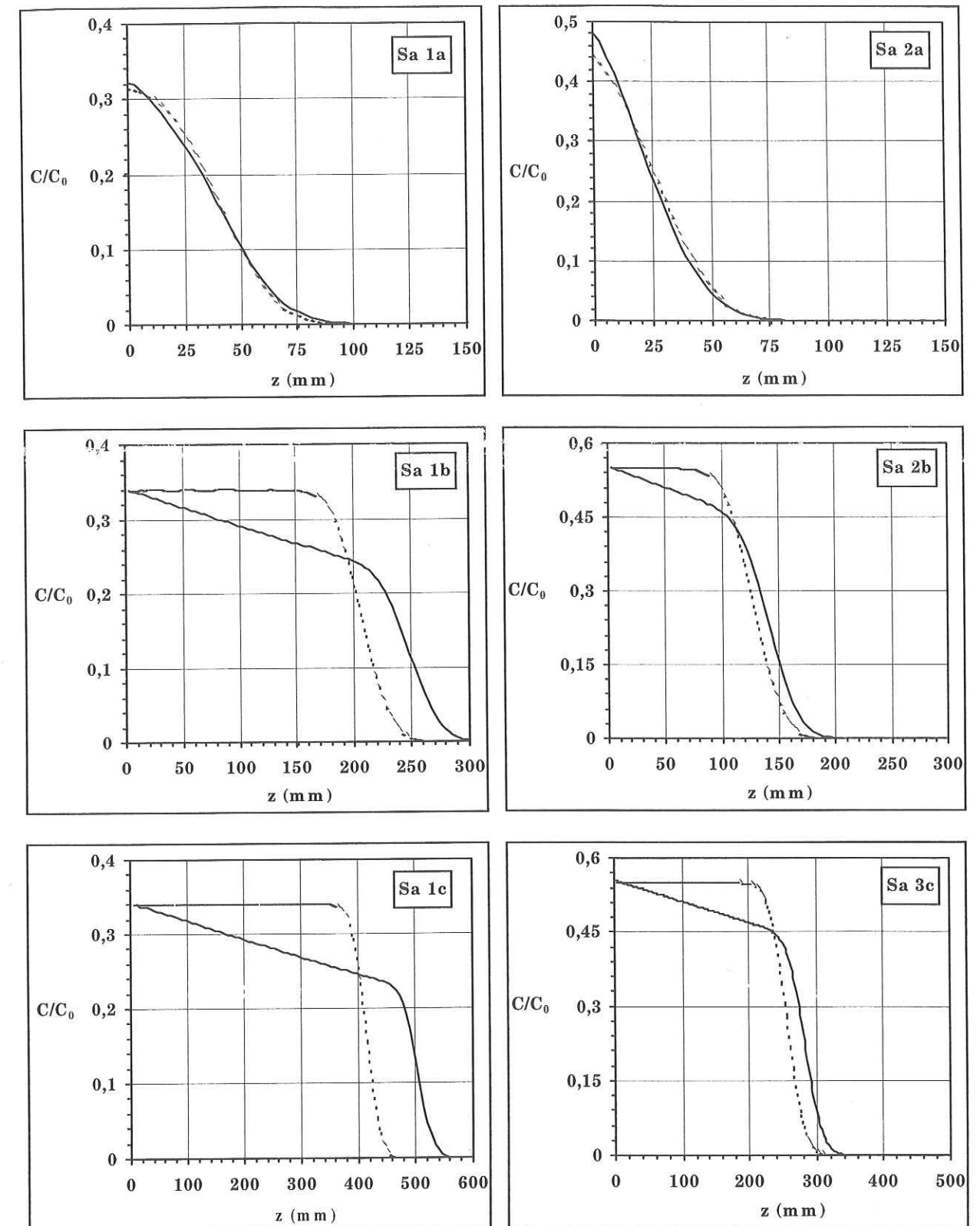


Figure 8-2 : Profils de concentration pour Sa calculés avec les valeurs vraies des paramètres (traits pleins) (Tableaux (6-2) et (8-1(a))) et avec la valeur de f estimée au paragraphe (8-3) (Tableau (8-2(a))) et $\alpha = 0$ (traits pointillés).

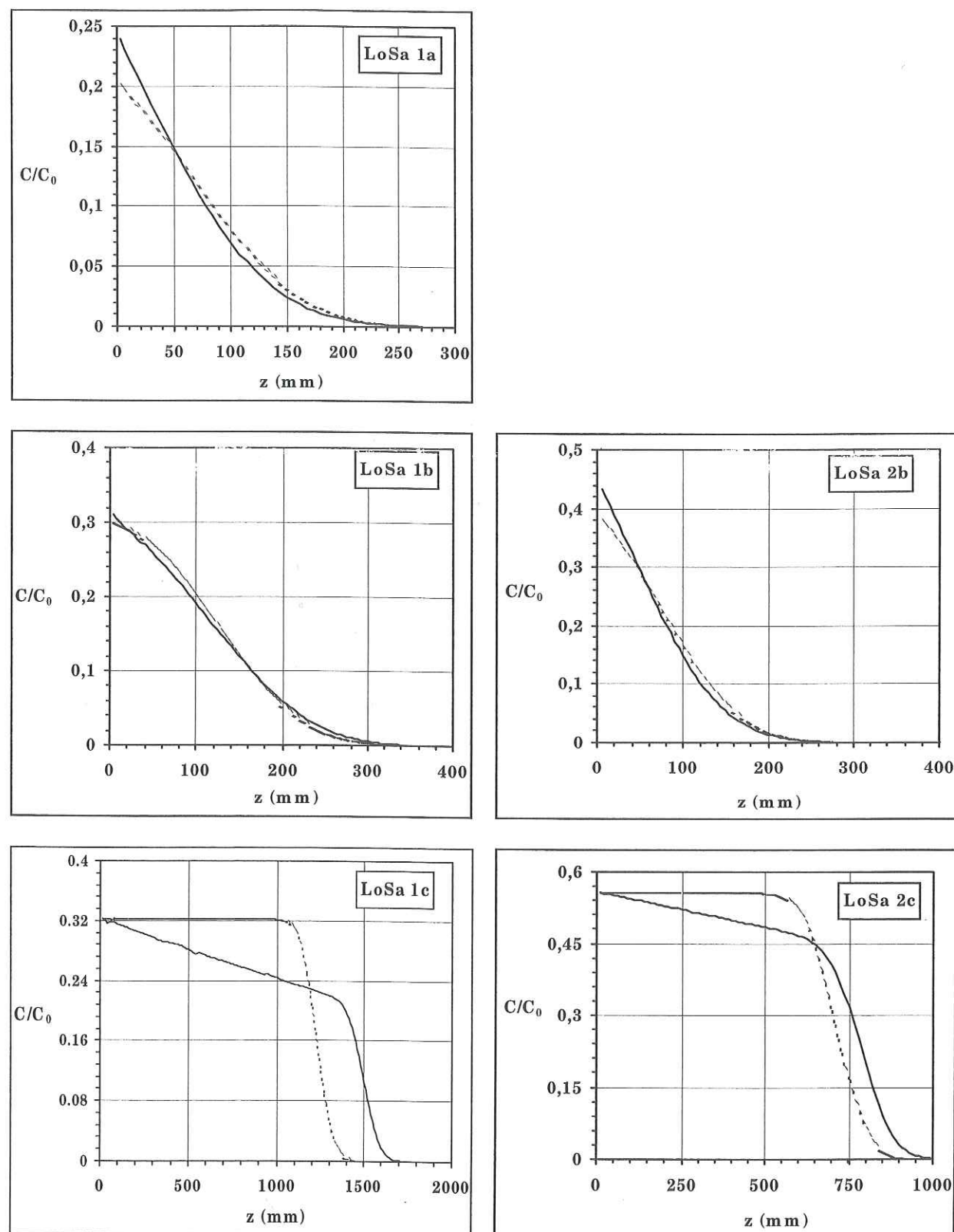


Figure 8-3 : Profils de concentration pour LoSa calculés avec les valeurs vraies des paramètres (traits pleins) (Tableaux (6-2) et (8-1(b))) et avec la valeur de f estimée au paragraphe (8-3) (Tableau (8-2(b))) et $\alpha = 0$ (traits pointillés).

Les figures (8-2) et (8-3) permettent de regrouper les simulations suivant trois classes :

- ① les simulations Sa 2a, LoSa 1a, et LoSa 2b, pour lesquelles le **profil de concentration résidente** avec l'hypothèse $\alpha = 0$ est **plus dispersé** que le profil vrai : à la profondeur moyenne d'échantillonnage, $z = z_0/2$, $C_r(z, t_{sol})$ est sous-estimée de 9%, 16%, et 13%, respectivement,
- ② les simulations Sa 1b, Sa 1c, Sa 2b, Sa 2c, LoSa 1c, et LoSa 2c, pour lesquelles le **profil de concentration résidente** avec l'hypothèse $\alpha = 0$ est **moins dispersé** que le profil vrai : $C_r(z, t_{sol})$,
- ③ les simulations Sa 1a et LoSa 1b, pour lesquelles le profil de concentration résidente avec l'hypothèse $\alpha = 0$ est proche du profil vrai : à la profondeur moyenne d'échantillonnage, $C_r(z, t_{sol})$ est légèrement sous-estimée de 2% et 3%, respectivement.

Dans le premier cas, la lame de solution infiltrée est inférieure à la dispersivité, plus particulièrement pour les simulations LoSa 1a et LoSa 2b (tableau (8-3) : $\lambda = 40$ mm et $I_{sol} = 6.9$ mm dans le premier cas et $\lambda = 38$ mm et $I_{sol} = 13.8$ mm dans le second cas). Pour la simulation Sa 2a, $\lambda = 7.6$ mm et $I_{sol} = 3.3$ mm. Comme il a déjà été vu au paragraphe précédent, la sous-estimation de $C_r(z_0, t_{sol})$ signifie que la concentration dans la phase mobile n'a pas atteint C_0 à t_{sol} . Cependant dans le cas où $\alpha \neq 0$, ce phénomène est compensé par la contribution de $C_{im}(z_0, t_{sol})$ à la concentration résidente totale.

Dans le cas théorique présenté ici, le fait que $C_r(z_0, t_{sol}) < C_0$ ne peut pas être équilibré par $C_{im}(z_0, t_{sol})$ puisque l'hypothèse $\alpha = 0$ implique $C_{im}(z, t) = 0$. Il apparaît donc nécessaire que la lame de solution infiltrée ait une limite inférieure, pour l'estimation de D par ajustement de la solution analytique avec $\alpha = 0$.

Dans le deuxième cas, le soluté apparaît moins dispersé avec l'hypothèse $\alpha = 0$ que le profil vrai. Dans chacune des simulations concernées, la lame de solution infiltrée varie entre 10λ et 90λ . La dispersion hydrodynamique dans la phase mobile devient donc négligeable sur une profondeur qui va au-delà de la profondeur d'échantillonnage. Pour le profil vrai ($\alpha \neq 0$) ce phénomène est limité par le transfert de soluté vers la phase immobile.

Ce phénomène est plus marqué lorsque la fraction d'eau mobile est faible, c'est à dire lorsque la concentration dans la phase immobile a plus de poids dans le bilan de masse entre C_r , C_m , et C_{im} (voir l'équation de conservation de la masse (2-32)).

Il apparaît que les profils de concentration calculés avec $\alpha \neq 0$ les plus proches des profils réels (cas ③) sont ceux pour lesquels la lame de solution infiltrée est sensiblement égale à la dispersivité : pour la simulation Sa 1a, $\lambda = 4.3$ mm et $I_{sol} = 3.3$ mm, et pour la simulation LoSa 1b, $\lambda = 20$ mm et $I_{sol} = 15$ mm. Dans ce cas, la quantité de solution infiltrée est suffisamment importante pour que la concentration dans la phase mobile soit peu différente de C_0 uniquement en dans les volumes de surface.

En résumé, deux contraintes gouvernent l'utilisation de la solution analytique du transport, avec les hypothèses $f = \hat{f}$ et $\alpha = 0$, pour reproduire le profil réel de concentration résidente uniquement :

- la première suppose que la lame de solution infiltrée I_{sol} est suffisamment importante pour que la concentration résidente totale dans les volumes de surface soit faiblement sous-estimée,
- la seconde suppose que I_{sol} a une borne supérieure, qui implique que les phénomènes de dispersion sont négligeables uniquement dans les volumes de surface.

Ces deux hypothèses dépendent de la lame de solution infiltrée I_{sol} , de la dispersivité λ , et de la teneur en eau mobile θ_m . Ces grandeurs peuvent être représentées par le nombre adimensionnel $Pe \times T$, qui s'écrit :

$$Pe \times T = \frac{I_{sol}}{\lambda \cdot \theta_m} \quad (8-5)$$

où Pe est le nombre de Peclet (équation (2-65)) et T et le temps adimensionnel (équation (2-67)).

La figure (8-4) représente l'écart entre $Cr(z_0, t_{sol})$ calculée avec $\alpha \neq 0$ et $\alpha = 0$ (pour les simulations étudiées ici) sur laquelle a été ajustée une courbe de tendance logarithmique. Elle permettra de déterminer un intervalle pour le nombre $Pe \times T$ sur lequel l'écart entre $Cr(z_0, t_{sol})$ calculée avec $\alpha \neq 0$ et $\alpha = 0$ est acceptable.

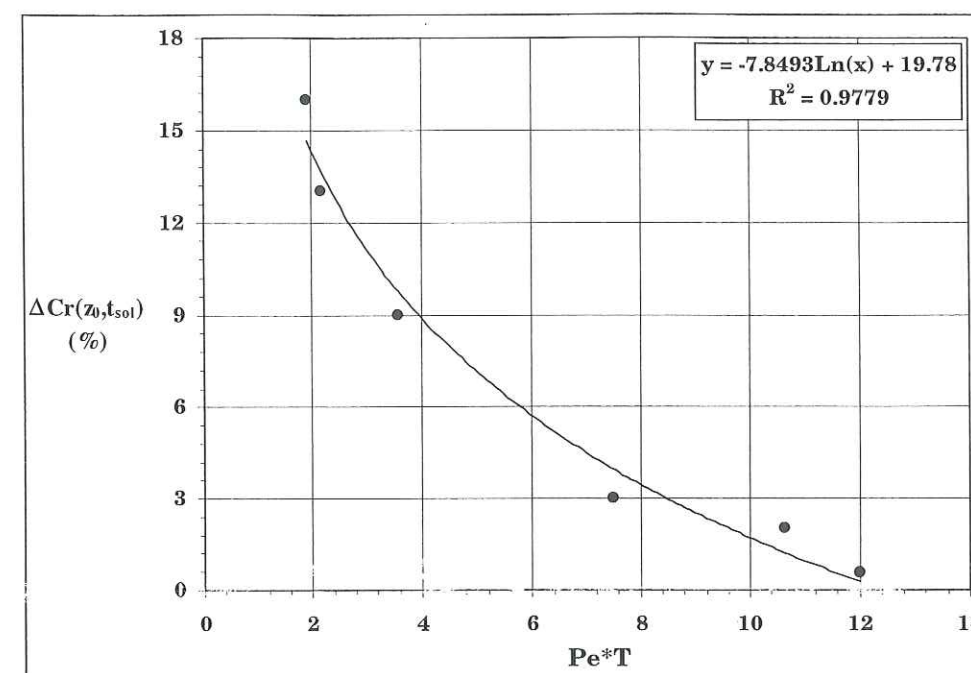


Figure 8-4 : Ecart entre $Cr(z_0, t_{sol})$ calculée avec $\alpha \neq 0$ et $\alpha = 0$ en fonction de $Pe \times T$. La courbe en traits pleins représente l'ajustement logarithmique sur les valeurs des simulations présentées ici.

8-4-3. Ajustement de la solution analytique du transport sur le profil de concentration résidente

Parmi les simulations étudiées au paragraphe précédent, seules les simulations Sa 1a et LoSa 1b, pour lesquelles les profils de concentration résidente totale calculés avec les hypothèses de MoT pour la calcul de f sont proches des profils réels ont été retenus. L'ajustement de la solution analytique du transport sur ces profils, avec un critère d'optimisation de type moindres carrés, a permis de déterminer \hat{D} , la valeur estimée du coefficient de dispersion. Les résultats de l'ajustement, et l'écart par rapport à la valeur vraie sont donnés dans le tableau (8-5).

Tableau 8-5 : Estimation du coefficient de dispersion par ajustement de la solution analytique du transport. Ecart par rapport à la valeur vraie.

Simulation	\hat{D} (cm ² /h)	$\frac{\Delta D}{D}$
Sa 1a	7.8	30%
LoSa 1b	6.7	22%

L'incertitude obtenue sur \hat{D} est relativement importante, bien que l'hypothèse $\alpha = 0$ n'ait entraîné une sous-estimation de $Cr(z_0, t_{sol})$ faible (2% et 3%). C'est à partir de cet exemple d'ajustement qu'un intervalle sur $Pe \times T$ va être fixé. Il sera supposé en effet qu'un écart entre $Cr(z_0, t_{sol})$ calculée avec $\alpha \neq 0$ et $\alpha = 0$ inférieur ou égal 3% entraîne une surestimation de D inférieure ou égale à 30%. Cela situe $Pe \times T$ dans l'intervalle [8;12] (figure (8-4)).

8-4-4. Hypothèses d'écoulement de l'eau en régime permanent et du transport monodimensionnel du soluté

La solution analytique du transport utilisée pour la caractérisation hydrodispersive a été établie :

- ① pour un régime d'écoulement permanent,
- ② en supposant que le transport du soluté est monodimensionnel (chapitre (2)).

En pratique, la première hypothèse peut être vérifiée à partir des temps caractéristiques de l'écoulement de l'eau. Il a été vu au chapitre (7) que les temps caractéristiques géométrique modifié, t_{geomod} (équation (2-28)), et gravitaire, t_{grav} (équation (2-29)) sont de bons indicateurs de la durée nécessaire d'infiltration d'eau pour que le flux d'écoulement soit stabilisé, et à partir de laquelle la solution peut être infiltrée.

Dans le cas où le soluté est introduit directement dans le sol, sans infiltration préalable d'eau (notamment lorsque la teneur en eau initiale est élevée) il conviendra de vérifier que le régime transitoire est suffisamment court pour permettre malgré tout l'utilisation de la solution analytique du transport. Là encore, ce seront les temps caractéristiques de l'écoulement de l'eau qui donneront une indication sur la validité de cette hypothèse.

Les données de référence générées ici correspondent à un écoulement monodimensionnel. Elles ne permettent donc pas d'émettre des conclusions sur l'hypothèse ②. Dans la pratique, on suppose que l'écoulement sur l'axe du disque (c'est à dire dans le volume échantillonné) est monodimensionnel. Le flux correspondant q_{stab1D} n'étant pas connu, il sera assimilé par la suite à la valeur du flux d'infiltration q_{stab} , calculé par à partir des mesures de lame infiltrée.

8-5. RESUME ET CONCLUSIONS

La fraction d'eau mobile f et le coefficient de dispersion D sont estimés à partir de l'analyse des profils de concentration résidente totale à la fin des essais d'infiltrométrie (méthode MoT).

Les hypothèses émises ont été testées ici sur des données générées numériquement, avec différentes valeurs des paramètres d'entrée f , λ (dispersivité) et I (lame de solution infiltrée).

Les conditions d'application de la méthode MoT ont ainsi pu en être déduites :

- pour le calcul de f , elles portent sur la lame de solution infiltrée :
 - sa **borne inférieure** est $\lambda/2$ si $f \leq 0.70$, et λ si $f > 0.70$.
 - sa **borne supérieure** est $q_{stab} \times t_{lim}$, où t_{lim} est le temps caractérisant la durée maximale d'infiltration pour obtenir une incertitude sur θ_{im} donnée. Il est défini à partir du temps caractéristique d'échange entre les régions mobile et immobile.
- la méthode d'estimation de D suppose que :
 - les hypothèses nécessaires à l'estimation de f sont respectées, c'est à dire que la lame de solution infiltrée est telle que $\lambda < I_{sol} < q_{stab} \times t_{lim}$,
 - le nombre adimensionnel $Pe \times T$, qui fait intervenir I_{sol} , λ , et θ_m , soit dans l'intervalle [8;12]. Cette condition est nécessaire pour que la solution analytique de transport puisse être ajustée sur les données expérimentales de la concentration, avec $\alpha = 0$.

Partie IV

Application *in situ* des méthodes

Chapitre 9

Caractérisation hydrodispersive *in situ* de sols structurés

9-1. CONTEXTE GENERAL ET DESCRIPTION DES SITES

9-1-1. Introduction

Les expérimentations d'infiltrométrie qui ont été menées durant l'été 1994 et l'été 1995 entraient dans un contexte plus général de caractérisation à grande échelle. De manière simplifiée, il s'agissait de coupler hydrologie et traçage isotopique, afin d'identifier (Ladouche et al. (1994)) :

- l'**origine temporelle** de l'eau (eaux "anciennes", ou eaux "nouvelles" liées à l'événement pluvieux) à l'exutoire d'un bassin versant, puisqu'elle permet de déterminer "les chemins de l'eau" participant au débit (Ambroise (1998)),
- la **nature des compartiments** d'où est issue l'eau qui alimente la crue, et l'**hétérogénéité** éventuelle au sein d'un même compartiment, avec notamment :
 - la mise en évidence d'un comportement hydrologique bimodal (micro- et macroporosités), contribuant à un changement du comportement hydrodynamique de la zone non saturée à l'approche de la saturation,
 - la présence d'**eau immobile**, responsable de la diminution des temps de transfert. Elle peut d'autre part contribuer à modifier le signal isotopique, par un processus d'homogénéisation, par mélange des

isotopes traversant la zone non saturée avec ceux présents dans la phase d'eau immobile.

Les essais d'infiltrométrie sous succion avaient pour objectifs de caractériser ces deux types d'hétérogénéité au sein des réservoirs, dans les premiers centimètres du sol.

9-1-2. Présentation des sites de mesure

Les expérimentations ont été menées sur deux bassins versants vosgiens, le **Ringlebach** et le **Strengbach**, déjà équipés d'un réseau de mesures hydroclimatiques. Une description détaillée de ces deux bassins est donnée dans **Viville (1985)** et **Biron (1994)**. Ils sont localisés comme il est montré sur la figure (9-1).

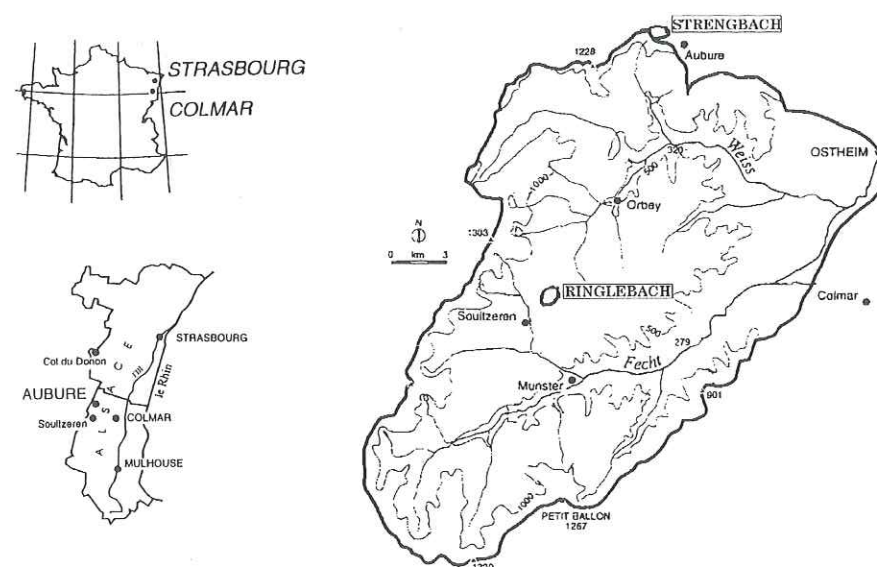


Figure 9-1 : Localisation géographique des bassins versants sur lesquels ont été menés les essais d'infiltrométrie (d'après Ambroise (1995)).

Le bassin versant prairial du **Ringlebach** est situé sur la commune de Soultzeren. C'est un bassin de montagne, avec des altitudes extrêmes comprises entre 748 m et 1000 m. Sa superficie (36 ha) est recouverte à 75% de pelouses, et à 25% de forêts et de taillis. Le sol en surface contient jusqu'à 70% de sable, avec une forte teneur en matière organique (de l'ordre de 12%).

Le bassin versant forestier du **Strengbach** est situé sur la commune d'Aubure. Ses 80 ha de superficie sont recouverts à 98% de forêts et à 2% de pelouses pâturées. C'est également un bassin versant de montagne, dont les altitudes extrêmes varient de 883 m à 1146 m. Suivant la classification de l'USDA (voir Figure (1-1)), le sol en surface appartient

à la classe des "sandy loam" et des "sandy clay", suivant sa couverture végétale (Pessière ou Hêtraie). Le sol en surface peut contenir jusqu'à 21% de matière organique.

Remarque : les sites de mesure porteront le nom du bassin versant auquel ils appartiennent.

9-2. APPLICATION DE LA METHODE DE CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE ET HYDRODISPERSIVE SUR UN SOL STRUCTURE - CAS DU RINGLEBACH

9-2-1. Description des expérimentations

Plusieurs essais d'infiltration d'eau ont été conduits sur le Ringlebach à la pression imposée $h_0 = 0$ mm, $h_0 = -30$ mm, $h_0 = -150$ mm, avec le disque de rayon $r_d = 125$ mm. Pour un des essais avec $h_0 = -30$ mm qui sera détaillé ici, la solution infiltrée était de l'eau tracée à l'Oxygène 18. Les autres essais, mettant notamment en évidence le comportement bimodal du sol, sont décrits dans **Auzet et al. (1997)**.

Pour l'expérimentation d'infiltration d'eau et d'Oxygène 18, la solution a été infiltrée après l'établissement du régime permanent par infiltration d'eau non tracée. En raison de la pente du sol, la surface d'infiltration a été préparée en créant des placettes horizontales. Du sable de contact S31 a été utilisé, et la concentration de la solution enrichie à l'Oxygène 18 infiltrée était $C_0 = 53.04 \text{ } \delta^0_{\text{‰}}$.

La **teneur en eau initiale** et la **masse volumique sèche** ont été mesurée à partir du prélèvement d'un cylindre de sol non remaniés (volume = 250 cm^3) à proximité du point d'infiltration. Elles ont été supposées constantes sur tout le profil de sol affecté par l'infiltration.

L'échantillonnage à l'issue de l'infiltration, schématisé sur la figure (9-2), l'a été sur plusieurs horizons :

- sur un premier niveau **H0**, après que le sable de contact ait été décapé.
Le sol a été échantillonné en 142 parallélépipèdes, de 3 cm de coté et de 5 mm de hauteur, dont 75 ont été analysés pour la mesure de la teneur en eau et de la concentration en soluté (figure (9-2(a))).
L'horizon H0 correspond ainsi à la profondeur 0-5 mm à partir de la surface du disque.

- sur le niveau **H1** qui correspond approximativement à la profondeur 8-13 mm. De la même manière que précédemment, 38 échantillons ont été prélevés, qui ont tous été analysés (figure (9-2(b))).
- sur le niveau **H2**, situé à 30 mm de profondeur. Sur cet horizon, 22 échantillons ont été prélevés suivant 5 lignes (lignes 3, 5, 7, 9, 11, figure (9-2(c))).
- sur 5 profondeurs **W** (50, 70, 90, 85, 95 mm), en différents points de la ligne 7 (figure (9-2(d))).

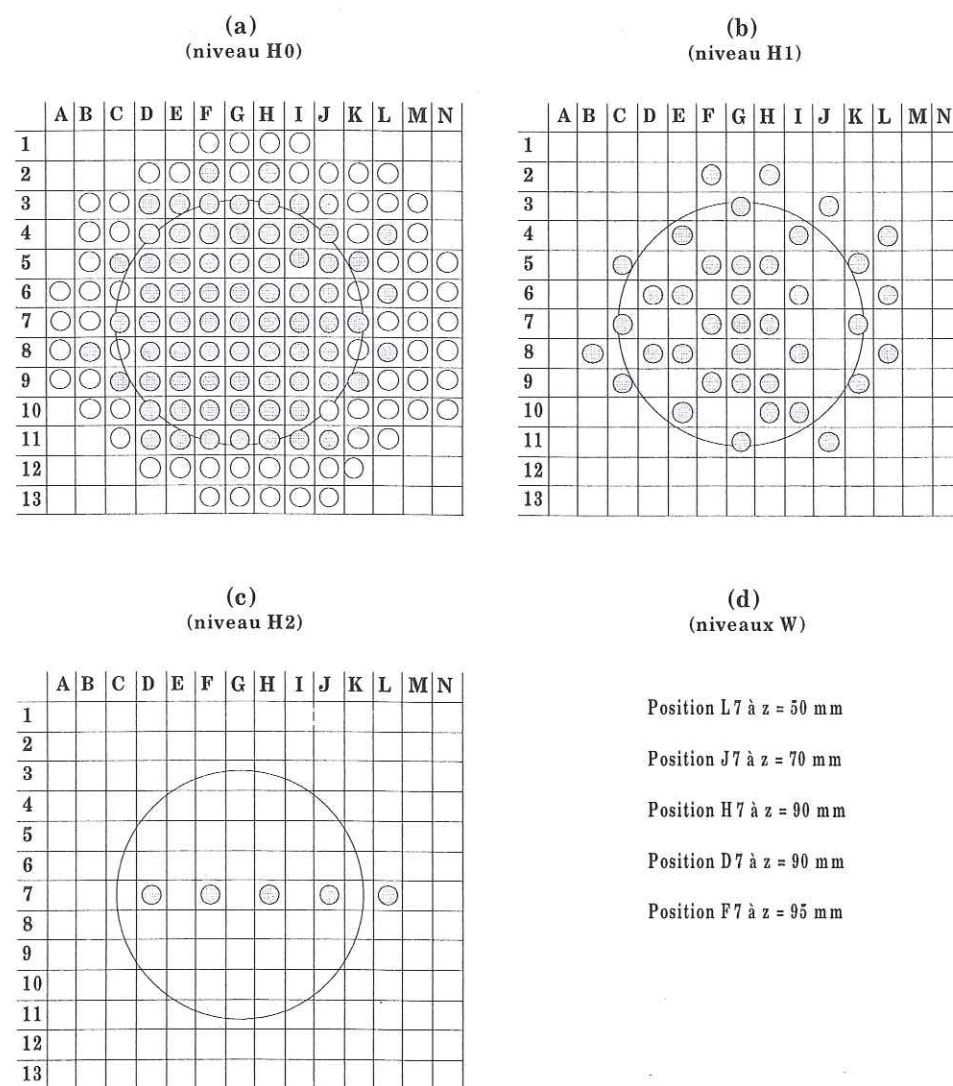


Figure 9-2 : Schématisation de l'échantillonnage sous le disque ($r_d = 125$ mm) après infiltration d'eau et d'Oxygène 18 sur le site du Ringlebach. Niveaux H0 (a), H1 (b), H2 (c), et W (d). Les échantillons analysés sont grisés.

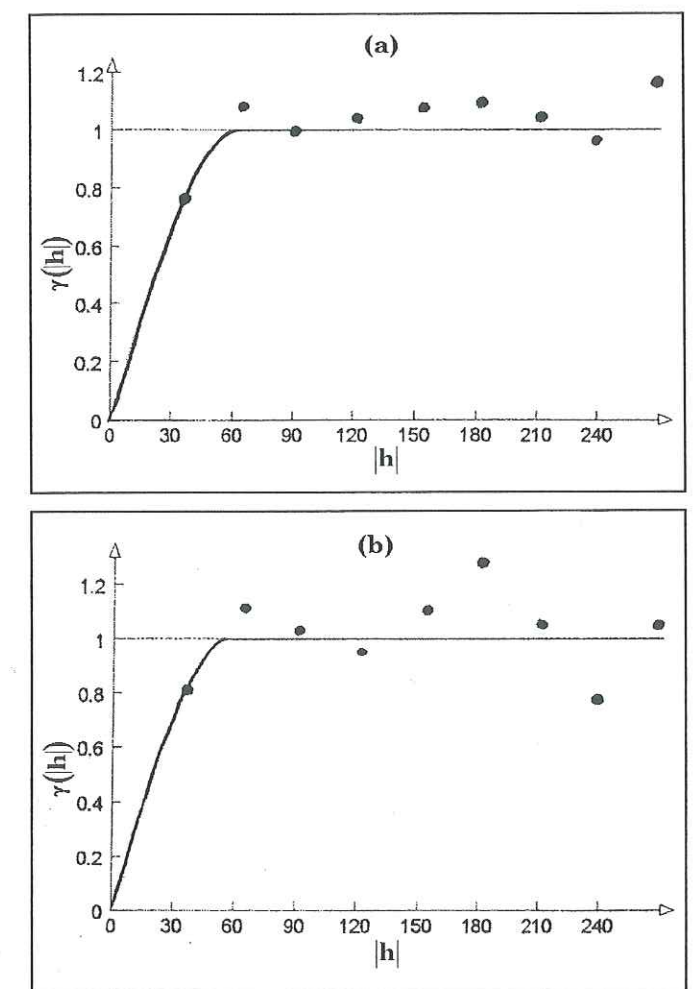
En mesurant les concentrations en ^{18}O et les teneurs en eau de chaque échantillon, il est possible d'avoir accès à la distribution d'eau et de soluté à la fin de l'infiltration sur trois horizons sous le disque (H0, H1, H2).

Remarque : il s'est écoulé 1h50 entre la fin de l'infiltration et la fin de l'échantillonnage. Il est donc possible qu'il y ait eu une redistribution de soluté dans les niveaux inférieurs (H2 et W) avant l'échantillonnage de ces horizons.

9-2-2. Distribution spatiale de l'eau et du soluté dans le sol à la fin de l'infiltration

Le mode d'échantillonnage décrit dans le paragraphe précédent permet d'avoir accès à la distribution spatiale des concentrations et des teneurs en eau sous le disque à la fin de l'infiltration. Une première analyse de ces distributions a consisté à étudier leur variabilité spatiale à petite échelle. Les 75 échantillons prélevés sur l'horizon H0 ont été analysés, et les valeurs de concentration totale et de teneur volumique en eau ainsi mesurées ont été utilisées pour l'étude géostatistique. Les variogrammes associés sont donnés sur la figure (9-3).

Figure 9-3 :
Semi-variogrammes expérimentaux (approximés par un modèle sphérique) de la distribution d'eau (a) et de soluté (b) sous le disque à l'issue de l'essai sur le Ringlebach.



Les structures spatiales de l'eau et du soluté sont identiques. Les variogrammes montrés sur la figure (9-3) peuvent être représentés par un modèle sphérique et isotrope, de portée égale à 62.1 mm pour l'eau et de 56.7 mm pour le soluté. Il n'y a pas d'effet visible de pépité. La distance de corrélation de la teneur en eau et de la concentration totale en soluté est ainsi estimée à 60 mm. C'est cette longueur qui a été utilisée pour la conception d'un échantillonneur multiple, utilisé par la suite sur le site du Strengbach.

Les distributions spatiales de l'eau et du soluté sont représentées sur les figures (9-4) et (9-5), pour les trois profondeurs échantillonnées, H0, H1, et H2.

La tendance en profondeur de la répartition de l'eau se traduit par la présence de maximum de teneur massique en eau. Sur l'horizon H0, ces maxima se situent principalement au niveau du bord du disque (figure (9-4(a))). Ils se propagent ensuite en profondeur, en se rapprochant du centre du disque (figures (9-4(b)) et (9-4(c))).

Pour le soluté, il apparaît également des maximum de concentration, à la périphérie du disque et au centre du disque, sur le niveau H0 (figure (9-5(a))). Ces deux maxima sont également présents au niveau H1 (figure (9-5(b))). Ceux situés à la périphérie du disque se propagent jusqu'au niveau H2, mais seulement en trois points, ce qui ne semble pas être le cas pour le maximum du centre du disque (figure (9-5(c))). Globalement, la répartition du soluté est moins uniforme que celle de l'eau.

L'accumulation d'eau et de soluté au niveau du bord du disque sur le niveau H0 est lié à un meilleur contact entre le sol et la source circulaire à la périphérie rigide du disque. Le maximum de concentration observé au centre du disque sur ce même niveau est dû à une hétérogénéité locale de la structure. La propagation en profondeur de ces zones de fortes teneur en eau et concentration est due à la structure tridimensionnelle de la porosité du sol, qui crée des cheminements préférentiels continus d'une profondeur à l'autre.

La répartition de l'eau apparaît donc relativement uniforme, mais l'analyse de la distribution des concentrations montre que l'eau circule dans le sol par des zone préférentielles (les maximum de concentration du soluté).

Enfin, les zones de maximum de teneur en eau et de concentration en soluté sont distants de plus de 60 mm, et sont donc décorrélés. Ils sont malgré tout suffisamment proches pour que l'appareil intègre bien les hétérogénéités distantes de plus de 60 mm.

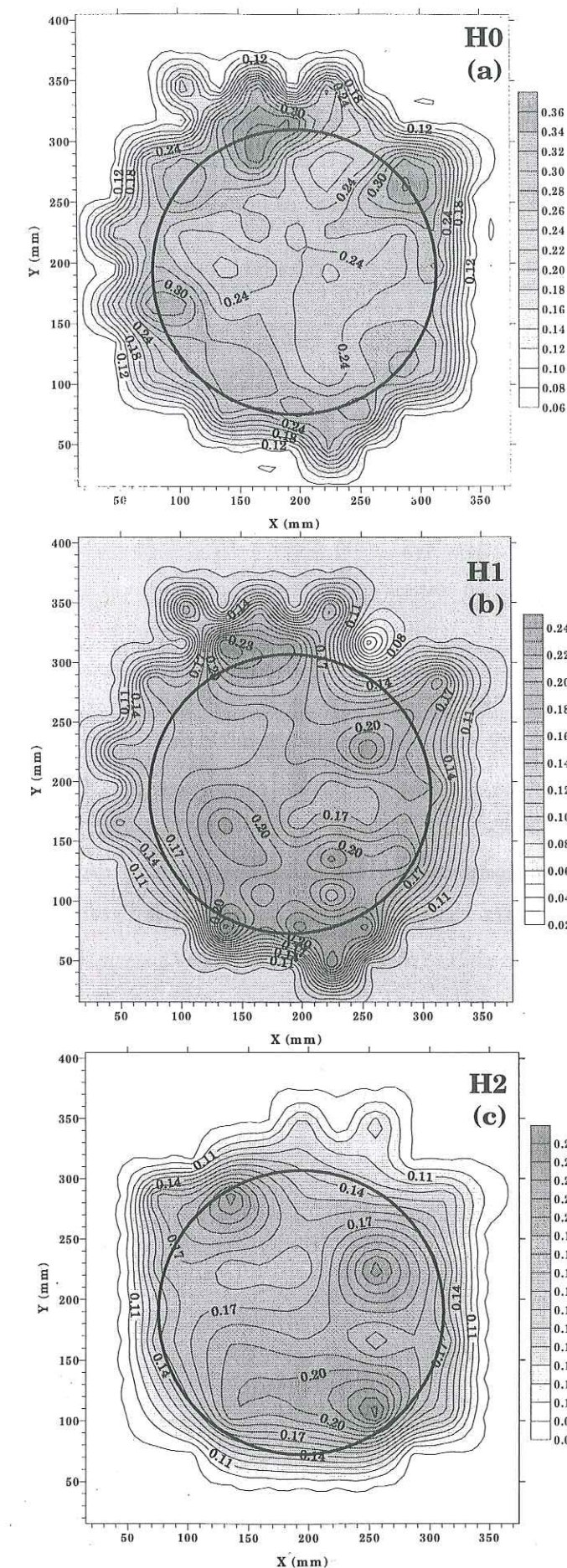


Figure 9-4 :
Distribution de teneur massique en eau dans le sol, à l'issue des essais d'infiltration sur le Ringlebach, sur les trois profondeurs échantillonnées : H0 (a), H1 (b), H2 (c).

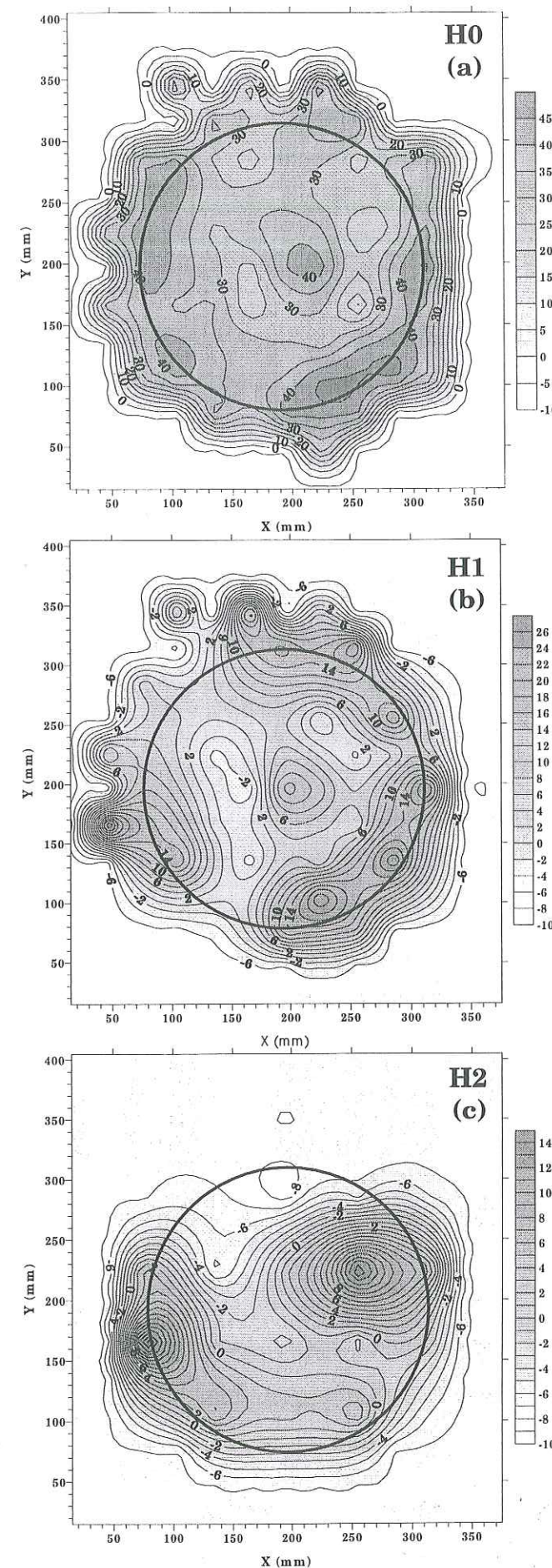


Figure 9-5 :

Distribution de concentration en ^{18}O dans le sol, à l'issue des essais d'infiltration sur le Ringlebach, sur les trois profondeurs échantillonnées: H0 (a), H1 (b), H2 (c).

9-2-3. Caractéristiques gravimétriques initiales et finales

Il a été vu au paragraphe précédent que le front de soluté n'avait atteint l'horizon H2 qu'en un nombre limité de points. Il peut donc être admis que les horizons plus profonds, et notamment les horizons W (figure (9-2(d))) sont à l'état initial (sous l'hypothèse d'uniformité de la distribution initiale de soluté). Ce constat n'apparaît pas sur les distributions d'eau sous le disque (figures (9-4)). Les grandeurs initiales (teneur en eau et concentration en oxygène 18) seront donc calculées de la manière suivante :

- la teneur en eau initiale sera estimée à partir du prélèvement d'un cylindre de sol non remanié prélevé à proximité de l'expérimentation (qui donnera également la valeur de la masse volumique sèche ρ_d),
- les concentrations des 5 échantillons prélevés dans les horizons W, moyennées avec la valeur de concentration issue d'un prélèvement de surface avant l'expérimentation, donneront la concentration initiale.

Les valeurs ainsi obtenues sont les suivantes :

- $\rho_d = 1.357 \text{ g/cm}^3$,
- $\theta_{ini} = 0.088 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$,
- $C_{ini} = -7.94\text{‰}$ (6 échantillons, C.V. = 9%)

Remarques : les valeurs des grandeurs initiales précédemment calculées sont supposées uniformes sur tout le profil de pénétration de l'eau et du soluté. Cette hypothèse n'est pas forcément correcte, du fait du drainage interne et de l'évaporation à la surface du sol. Ce dernier cas est plus discriminant pour l'Oxygène 18 que pour l'eau, puisque les concentrations se mesurant en terme de rapport isotopique (voir chapitre (3)), le fractionnement entre isotopes lourds et les isotopes légers lors de l'évaporation augmente la proportion d'Oxygène 18 par rapport à l'Oxygène 16.

Le mode d'échantillonnage décrit au paragraphe (9-1-3-a) pour les essais sur le Ringlebach permet de calculer la teneur en eau à la fin de chacun des essais, en différents points de la surface d'infiltration. Cependant, l'analyse de la lame infiltrée en fonction du temps pour la caractérisation hydrodynamique et du profil de concentration pour la caractérisation hydrodispersive nécessitent une valeur moyenne de la teneur en eau finale.

L'estimation des paramètres du transport du soluté nécessite que le déplacement du soluté soit monodimensionnel. C'est pourquoi les teneurs volumiques en eau et les

concentrations en ^{18}O finales seront estimées à partir des échantillons prélevés au centre du disque (figure (9-2(a))) :

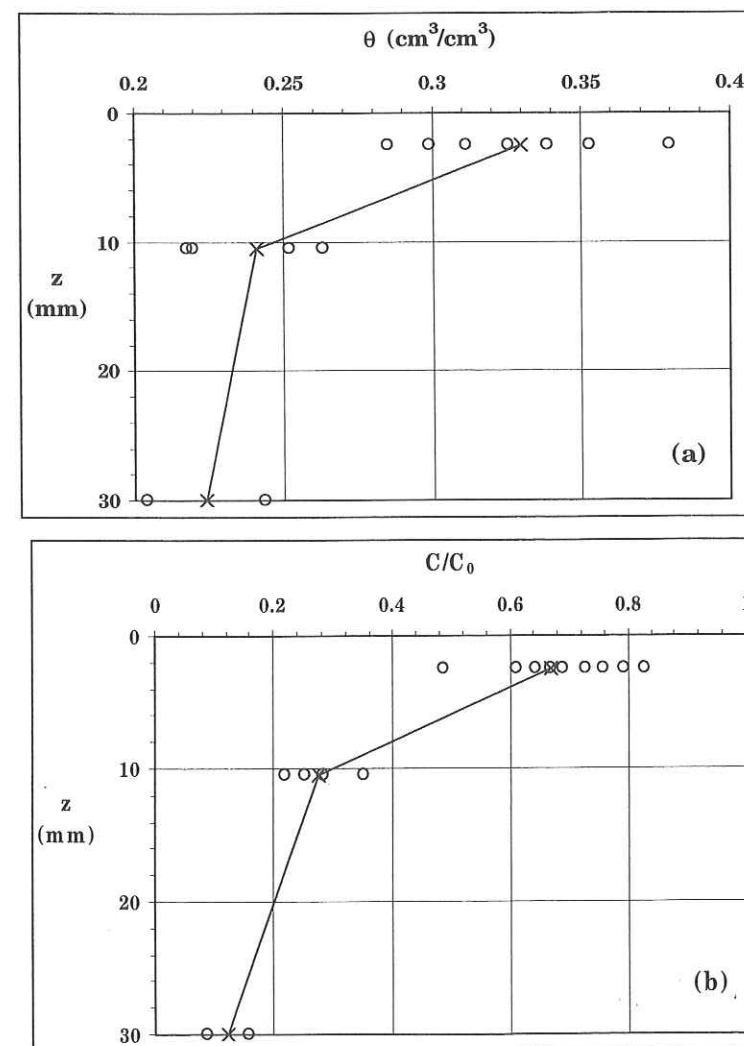
- pour l'horizon H0, ce sont les échantillons F, G, H des lignes 6, 7, 8,
- pour l'horizon H1, ce sont les échantillons F7, G6, G7, G8, H7,
- pour l'horizon H2, ce sont les échantillons F7, H7.

Les profils correspondant de teneur volumique en eau et de concentration normée sont donnés sur la figure (9-6). Les valeurs moyennes correspondantes sont données en annexe (A7).

Remarque : la valeur moyenne de teneur volumique en eau pour la caractérisation hydrodynamique devrait en toute rigueur être calculée à partir de l'ensemble des échantillons prélevés sous le disque. La valeur moyenne ainsi obtenue est $\theta_f = 0.349 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (44 échantillons, C.V. = 14%). Avec les 9 échantillons situés sous le centre du disque, $\theta_f = 0.330 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (C.V. = 9%). Cela représente un écart relatif inférieur à 6%.

Figure 9-6 :

Profils finaux de teneur volumique en eau (a) et de concentration normée en Oxygène 18 (b), sous l'axe du disque à l'issue des essais d'infiltration sur le Ringlebach ($r_d = 125 \text{ mm}$, $h_0 = -30 \text{ mm}$). Le trait plein correspond au profil moyen.



9-2-4. Caractéristiques hydrodynamiques

La lame infiltrée pour l'essai sur le Ringlebach et le flux correspondant sont donnés en annexe (A8). L'analyse du transfert de l'eau choisie ici est celle aux temps courts. La figure (9-7) donne la courbe $(\partial I / \partial \sqrt{t})(\sqrt{t})$, et celle corrigée de l'effet du sable de contact $(\partial I_{\text{corr}} / \partial \sqrt{t_{\text{corr}}})(\sqrt{t_{\text{corr}}})$. Les barres d'incertitudes sont celles calculées d'après les expressions du chapitre (4) (équation (4-18)).

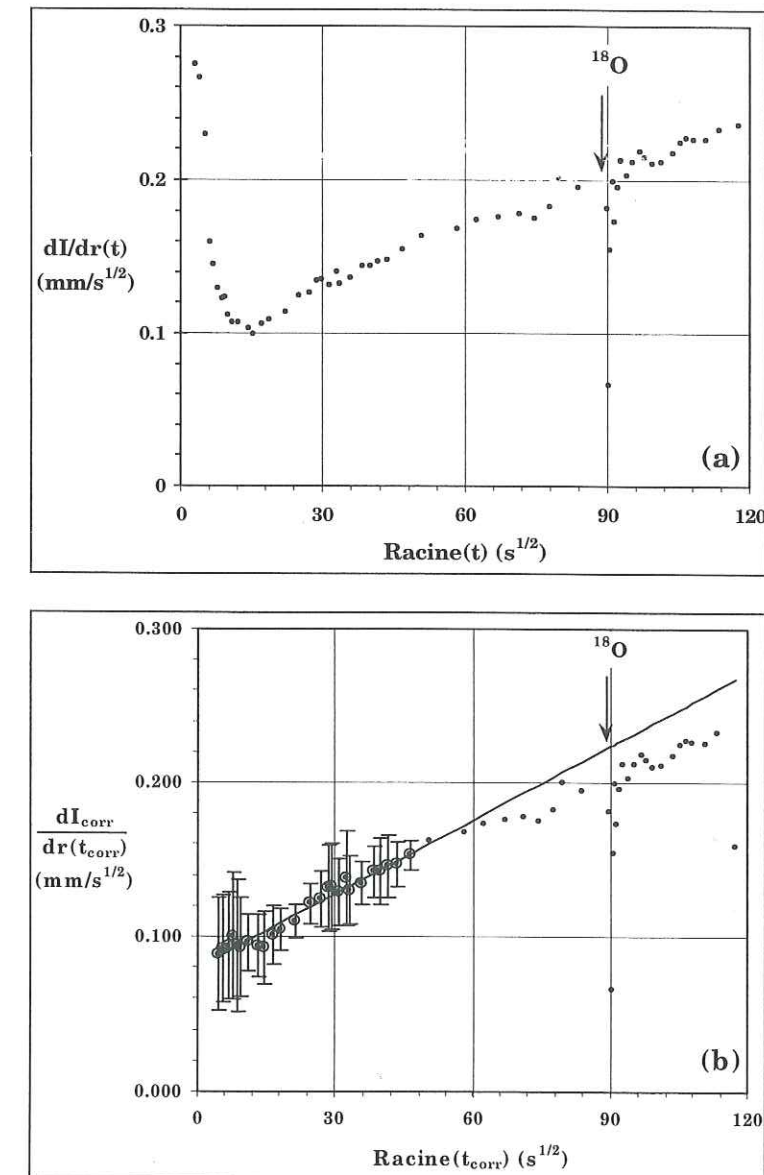


Figure 9-7 : Courbes $(\partial I / \partial \sqrt{t})(\sqrt{t})$ (a) et $(\partial I_{\text{corr}} / \partial \sqrt{t_{\text{corr}}})(\sqrt{t_{\text{corr}}})$ (b) pour l'essai d'infiltration sur le Ringlebach ($r_d = 125 \text{ mm}$, $h_0 = -30 \text{ mm}$). Les points cerclés sont ceux ayant servi à la régression linéaire. La ligne en trait plein est la droite ajustée.

L'effet du sable est ici très net, et se traduit par la décroissance initiale de la courbe $(\partial I / \partial \sqrt{t})(\sqrt{t})$. Il a été corrigé en considérant le temps nécessaire à la saturation d'une couche de sable S31 d'épaisseur 3 mm (30 s), et en considérant la lame d'eau correspondante (1.48 mm). Sur chacune des deux figures (9-7(a)) et (9-7(b)) apparaît la perturbation liée au début de l'infiltration d'Oxygène 18 (à $\sqrt{t} = 90$ s). Ce phénomène perturbe de manière peu importante le flux d'infiltration, et ne semble pas affecter la lame infiltrée (figure (A8-1), Annexe (A8)).

Les caractéristiques hydrodynamiques obtenues (conductivité hydraulique et sorptivité) et les temps caractéristiques associés (temps de stabilisation, temps gravitaire, temps géométrique modifié) sont donnés dans le tableau (9-1), avec les incertitudes relatives correspondantes (calculées à partir des équations (4-20), (4-21), (4-25), (4-26), et (4-27)). On donne également une estimation de λ_m , la taille moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels à la pression imposée h_0 (équations (2-26) et (4-24)).

Tableau 9-1 : Résultats de la caractérisation hydrodynamique aux temps courts, et incertitudes relatives associées, pour l'essai sur le Ringlebach ($r_d = 125$ mm, $h_0 = -30$ mm).

K (mm/s)	S (mm/s ^{1/2})	λ_m (mm)	t_{stab} (s)	t_{grav} (s)	t_{geomod} (s)
1.37×10^{-3} (6%)	7.96×10^{-2} (2%)	0.709 (15%)	2704 (17%)	3359 (16%)	255943 (14%)

La faible incertitude d'estimation sur K et S est liée à la bonne linéarité de la courbe $(\partial I_{corr} / \partial \sqrt{t_{corr}})(\sqrt{t_{corr}})$ (coefficient de régression $r^2 = 0.963$). La borne supérieure de l'intervalle de données sur lesquelles a été faite la régression linéaire est $t_{sup} = 2141$ s. Le temps de stabilisation est ici de 2704 s. Tel qu'il a été défini au chapitre (7), le temps limite d'application de la méthode TC est de 2163 s. Il a donc été respecté ici.

Les temps gravitaire et géométrique modifiés indiquent que l'écoulement est principalement gravitaire. En effet, il a été vu que la part de la lame infiltrée par capillarité latérale, notée I_{cap} , par rapport à celle infiltrée par gravité, notée I_{grav} , était constante dans le temps. Elle peut être calculée en considérant les deux termes facteurs du temps de l'équation (2-21) d'infiltration aux temps longs. On obtient ainsi $I_{cap} = 0.11 \times I_{grav}$.

Remarque : la forte différence existant entre les temps gravitaire et géométrique modifié nous a permis d'appliquer la méthode d'analyse aux temps longs. Elle donne des résultats

analogues à l'analyse TC, cependant la régression est appliquée sur moins de points (27 points pour TC et 17 points pour TL). Ce sont donc les résultats de l'analyse TC qui seront utilisés ici.

9-2-5. Calcul de la fraction d'eau mobile - Evaluation des incertitudes

La méthode d'analyse MoT présentée au chapitre (5) a permis d'estimer la fraction d'eau mobile pour le sol étudié et les conditions hydriques imposées. La valeur de f ainsi obtenue est telle que $f = 0.668$ (équation (5-4)). Nous rappelons que les conditions nécessaires à ce calcul sont les suivantes :

- ❶ l'écoulement de l'eau est permanent,
- ❷ $\lambda/2 < I_{sol} < q_{stab} \times t_{lim}$.

où I_{sol} est la lame de solution infiltrée, et λ est la dispersivité, q_{stab} est le flux d'infiltration en régime quasi-permanent, et t_{lim} est la durée limite supérieure d'infiltration de la solution (t_{sol}) au-delà de laquelle f serait surestimée, définie par l'équation (8-3).

L'hypothèse ❶ d'écoulement quasi-permanent peut être évaluée à l'aide des temps caractéristiques t_{grav} et t_{geomod} . L'infiltration de la solution d'eau tracée à l'oxygène 18 a débuté après l'infiltration d'eau pendant une durée t_{eau} . Or d'après l'analyse présentée au chapitre (4), on peut considérer que le régime d'écoulement quasi-permanent est établi si t_{grav} et t_{geomod} ont été atteint, ou si l'un de ces deux temps caractéristiques est bien plus grand que l'autre, de telle sorte que la durée d'infiltration totale $t_{eau} + t_{sol}$ lui soit inférieure (voir chapitre (7)). Les différents temps nécessaires à l'évaluation de l'hypothèse d'écoulement quasi-permanent sont donnés dans le tableau (9-2).

Tableau 9-2 : Durées d'infiltration de l'eau et de la solution, comparées aux temps gravitaire et géométrique modifiés pour l'essai sur le Ringlebach ($r_d = 125$ mm, $h_0 = -30$ mm).

t_{eau} (s)	t_{sol} (s)	$t_{eau} + t_{sol}$ (s)	t_{grav} (s)	$120\% \times t_{grav}$ (s)	t_{geomod} (s)	$85\% \times t_{geomod}$ (s)
8100	6630	14730	3359	4031	255943	217552

Dans le cas d'étude présenté ici, les durées d'infiltration sont telles que $t_{eau} > 120\% \times t_{grav}$ et $t_{eau} + t_{sol} < 85\% \times t_{geomod}$. On peut donc considérer que la solution a été infiltrée en régime permanent d'écoulement d'eau.

Les bornes de la lame de solution infiltrée sont dépendantes des paramètres du transport λ et α , dont la valeur n'est pas connue. La condition ② sera donc évaluée à partir de valeurs de λ et α théoriques, qui correspondent à des valeurs communément trouvées dans la littérature, et telles que $\lambda = 10$ mm et $\alpha = 0.005$ h⁻¹.

La lame de solution infiltrée est telle que $I_{sol} = 6.82$ mm. La borne inférieure de I_{sol} , $\lambda/2$, est donc dépassée.

La durée limite d'infiltration de la solution t_{lim} peut être calculée si la limite inférieure de I_{sol} est atteinte. Telle qu'elle est définie au chapitre (V), t_{lim} est déterminée pour une incertitude donnée sur θ_{im} , à partir du temps caractéristique d'échange entre les régions d'eau mobile et immobile t_{α} . C'est la démarche inverse qui sera suivie ici : t_{α} sera utilisé pour déterminer l'incertitude sur f . En effet, puisque l'incertitude relative sur θ_{im} , $\Delta\theta_{im}/\theta_{im}$ est égale à l'incertitude relative sur f , $\Delta f/f$, alors l'équation (8-4) définissant t_{lim} peut être réécrite de la manière suivante :

$$\frac{\Delta f}{f} = 1 - e^{-\frac{t_{sol}}{t_{\alpha}}} \quad (9-1)$$

Le temps caractéristique d'échange, calculé à partir de θ_{im} et α est ici égal à 22.2h. Cela conduit à une incertitude d'estimation sur f de 8%.

9-2-6. Estimation du coefficient de dispersion

La méthode d'estimation du coefficient de dispersion telle qu'elle a été présentée dans le chapitre (5) nécessite d'une part que le transport du soluté soit monodimensionnel et en régime d'écoulement permanent. Sur le profil échantillonné, c'est à dire sur l'axe du disque, l'hypothèse de géométrie d'écoulement monodimensionnelle est supposée correcte. L'hypothèse du régime d'écoulement d'eau permanent a été traitée à l'aide des temps caractéristiques de l'écoulement de l'eau (Tableau (9-2)).

L'ajustement de la solution analytique du transport sur le profil expérimental de concentration totale pour l'estimation de D nécessite de plus que la condition sur le nombre adimensionnel $Pe \times T$ (équation (8-5)) soit respectée, avec $Pe \times T = I_{sol}/(\lambda \theta_m)$. Elle suppose $8 < Pe \times T < 12$. En utilisant comme précédemment $\lambda = 10$ mm comme valeur de référence, et comme $I_{sol} = 6.82$ mm, il vient $Pe \times T = 3.09$. Il n'est donc pas possible ici d'estimer le coefficient de dispersion avec la méthode MoT.

9-3. FONCTIONNEMENT D'UN SOL STRUCTURE EN FONCTION DU REGIME HYDRIQUE IMPOSEE - CAS DU STRENGBACH

9-3-1. Description des expérimentations

Un récapitulatif des essais d'infiltration conduits sur le Strengbach est donné dans le tableau (9-3).

Ces expérimentations ont été conduites à **différentes pressions imposées** par l'infiltromètre. En tout, huit essais ont été menés, avec le disque de rayon $r_d = 125$ mm :

- 3 essais avec $h_0 = 0$ mm,
- 2 essais à $h_0 = -30$ mm,
- 2 essais à $h_0 = -90$ mm,
- 1 essai à $h_0 = -150$ mm.

Dans chaque cas, la **solution infiltrée** était de l'eau tracée à l'Oxygène 18, à l'exception d'un des essais à $h_0 = 0$ mm, où de l'eau non tracée a été infiltrée. Du sable de contact S31 a été utilisé, et la concentration de la solution enrichie à l'Oxygène 18 infiltrée était $C_0 = 53.60$ ‰ et $C_0 = 54.92$ ‰ suivant les essais.

Deux modes d'infiltration de la solution ont été mis en œuvre :

- infiltration préalable d'eau, jusqu'à obtention du régime d'écoulement permanent, puis infiltration de la solution,
- invasion directe de la solution.

Tableau 9-3 : Récapitulatif des essais menés sur le Strengbach.

Pression imposée	Nom de l'essai	Mode d'invasion du soluté
$h_0 = 0$ mm	0	Eau uniquement
	0A	Eau puis solution
	0D	Invasion directe
$h_0 = -30$ mm	30A	Eau puis solution
	30D	Invasion directe
$h_0 = -90$ mm	90A	Eau puis solution
	90D	invasion directe
$h_0 = -150$ mm	150D	Eau puis solution

Les **teneurs en eau initiales** et les **masses volumiques sèches** correspondant à chaque essai ont été obtenues à partir de cylindres de sol non remanié (de volume égal à 250 cm³) prélevés à proximité des points d'infiltration. Les **teneurs initiales en ¹⁸O** proviennent du prélèvement à proximité des essais de 16 échantillons de sol. La concentration initiale en ¹⁸O a été supposée constante sur tout le site caractérisé, et la valeur utilisée est la moyenne obtenue à partir de ces 16 échantillons.

A la fin des essais d'infiltration de soluté, le sol a été échantillonné juste sous la surface du disque, à l'aide d'un échantillonneur multiple (voir chapitre (3)). En tout, 36 échantillons parallélépipédiques, de 5 mm de hauteur et de 6 cm de côté, ont ainsi été prélevés simultanément, et 16 ont été analysés pour la mesure de la teneur en eau et de la concentration en Oxygène 18. La dimension des échantillons est fixée par les résultats de l'analyse géostatistique obtenus à partir des essais sur le Ringlebach. La configuration de l'échantillonnage et la numérotation de chaque échantillon sont données sur la figure (9-8). A l'issue de l'essai 0, le sol a été échantillonné uniquement en quelques points de sa surface.

Figure 9-8 :

Echantillonnage sous le disque à la fin de l'infiltration pour les essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm). La numérotation permet de localiser chaque échantillon par rapport au centre du disque. Les échantillons analysés sont grisés.

1	2	3	4	5	6
7	8	9	10	11	12
13	14	15	16	17	18
19	20	21	22	23	24
25	26	27	28	29	30
31	32	33	34	35	36

9-3-2. Distribution spatiale d'eau et de soluté sous le disque

Les prélèvements à l'aide de l'échantillonneur multiple permettent d'avoir accès à la répartition de l'eau et du soluté sous le disque à la fin de l'infiltration, pour chacune des pressions imposées, et pour les deux modes d'invasion du soluté. On ne dispose pas ici de profils de teneur en eau et de concentration en soluté, mais uniquement de valeurs en surface du sol. La répartition de l'eau et du soluté sous le disque à la fin des essais d'infiltration est donnée sur les figures (9-9) et (9-10), en fonction de la pression imposée et du mode d'invasion du soluté. Le centre du disque est le point de coordonnées (0,0).

Eau

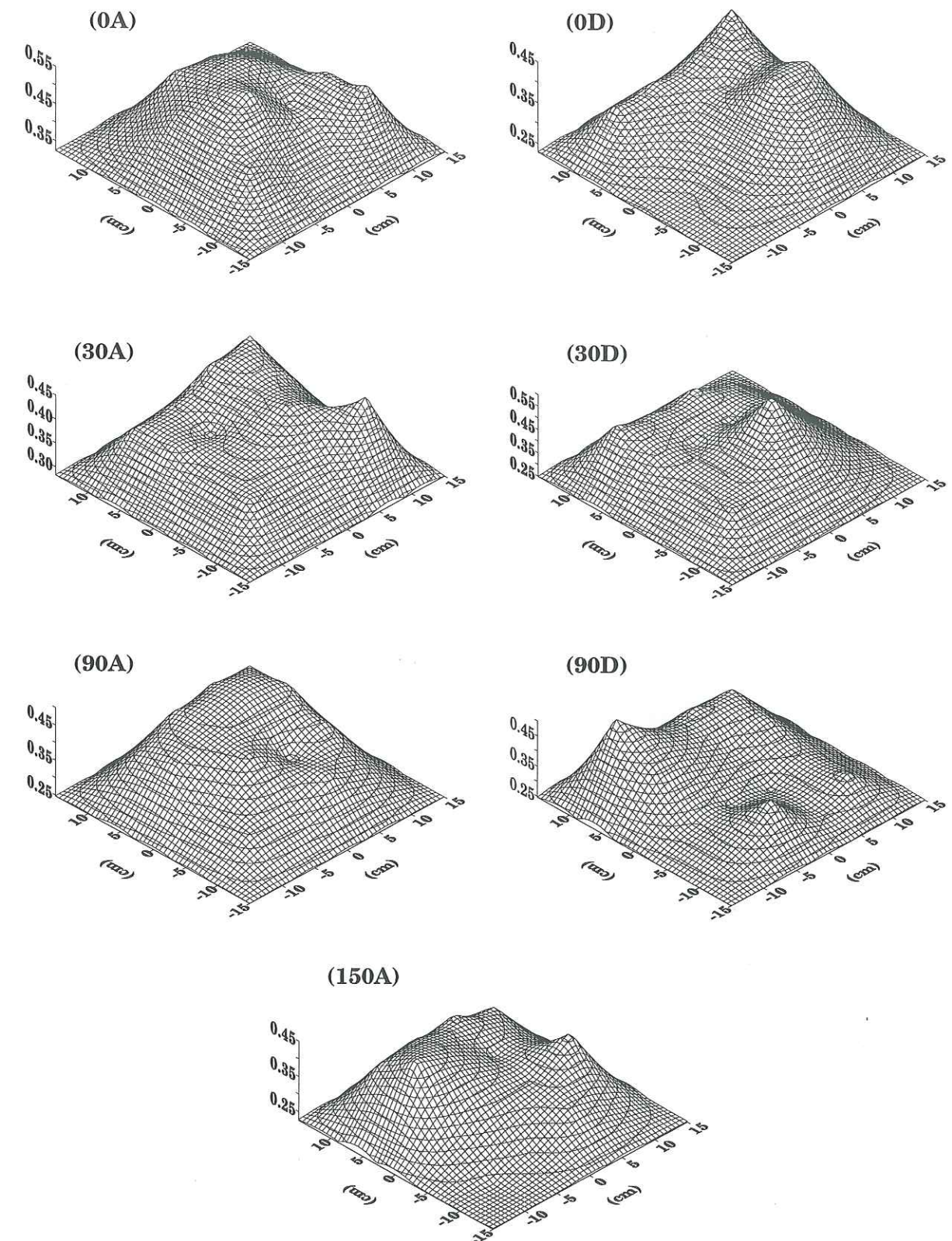


Figure 9-9 : Distribution de teneur en eau massique sous le disque à la fin de l'infiltration pour chacun des essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm).

Soluté

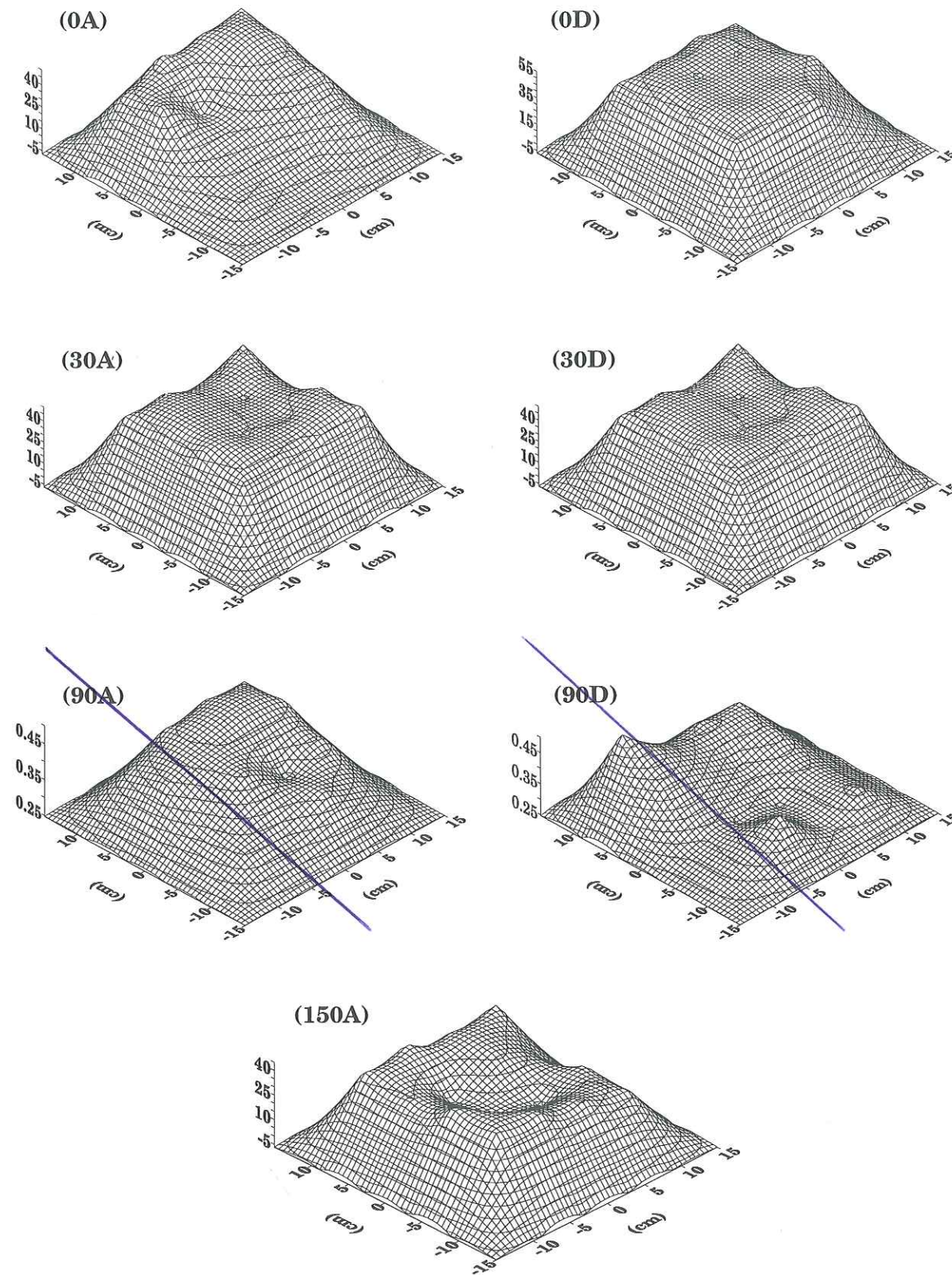


Figure 9-10 : Distribution de soluté sous le disque à la fin de l'infiltration pour chacun des essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm).

Les hétérogénéités de structure rencontrées dans les essais du Ringlebach sont moins visibles dans le cas du Strengbach. Il n'y a notamment pas d'évidence d'un meilleur contact à la périphérie du disque dans l'ensemble des distributions de teneur en eau (figure (9-8)). Cette uniformisation des teneurs en eau due à l'augmentation de la taille des échantillons par rapport au Ringlebach.

A l'opposé, l'effet du disque est plus visible sur les distributions de concentration en Oxygène 18, quels que soient la succion imposée et le mode d'invasion du soluté, à l'exception du cas 0A sur lequel nous reviendrons. L'hétérogénéité s'accroît lorsque la pression imposée diminue, c'est à dire lorsque les effets capillaires prennent de l'importance. Les différences entre les distributions de concentration au centre du disque et à sa périphérie sont plus marquées que pour les distributions de teneur en eau du fait que la variation relative de concentration entre le début et la fin des essais est plus importante que la variation relative de teneur en eau (au maximum, la variation relative pour la teneur en eau est de 87%, et de 870% pour la concentration de soluté).

L'essai 0A se distingue des autres essais en ce qui concerne l'infiltration de soluté. Cela peut être dû à différentes raisons :

- soit à une quasi-absence de contact entre le disque et le sol sur une partie de la surface d'infiltration,
- soit à une importante hétérogénéité de la structure du sol à petite échelle, qui peut se caractériser notamment par la présence d'un ou plusieurs macropores à un endroit précis de la surface de contact,
- soit à un léger dévers de la surface de contact : la pression imposée n'est ainsi plus uniforme sur toute la surface d'application de la solution, ceci étant d'autant plus restrictif lorsqu'on s'approche de la saturation.

Enfin, le mode d'invasion de la solution (direct ou consécutivement à l'infiltration d'eau) semblerait avoir peu d'influence sur la distribution spatiale du soluté. En effet, par comparaison des essais 30A et 30D d'une part et 90A et 90D d'autre part, il apparaît que les concentrations à la fin de l'infiltration directe sont plus élevées que dans les cas 30A et 90A. Ceci est lié au fait que les phénomènes dispersifs sont moins importants lorsque la solution est infiltrée directement, du fait de la prédominance de la capillarité sur l'infiltration, et rejoint les résultats obtenus par Clothier et al. (1995).

Soluté

ERRATON

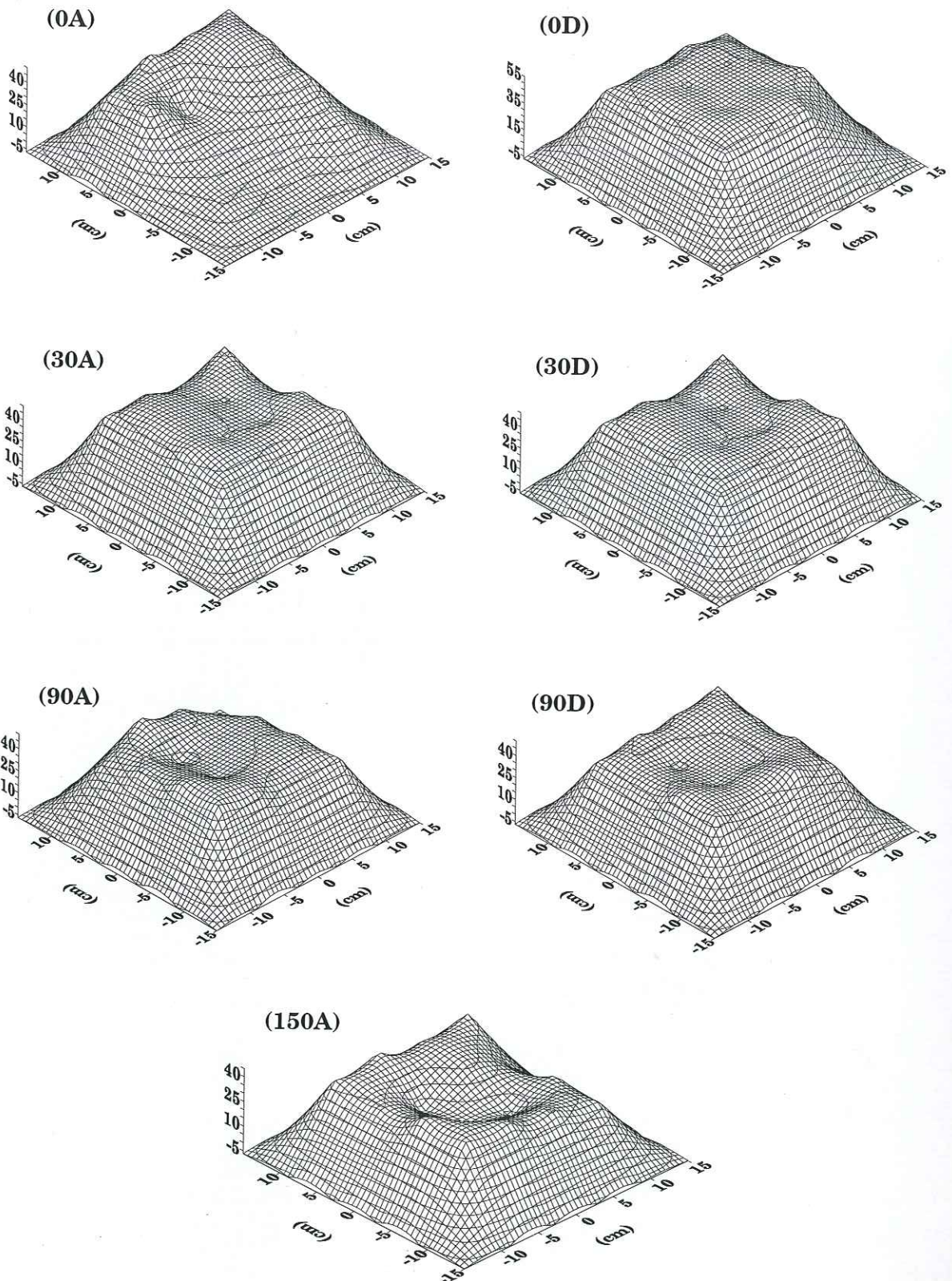


Figure 9-10 : Distribution de soluté sous le disque à la fin de l'infiltration pour chacun des essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm).

9-3-3. Caractéristiques gravimétriques initiales et finales et lames infiltrées

Le mode d'échantillonnage décrit au paragraphe (9-3-1) pour les essais sur le Strengbach permet de calculer la teneur en eau à la fin de chacun des essais, en différents points de la surface d'infiltration. L'hypothèse d'écoulement monodimensionnel étant nécessaire pour l'estimation des caractéristiques hydrodispersives, c'est la moyenne des mesures obtenues à partir des échantillons prélevés sous le disque, 15, 16, 21, et 22 (voir figure (9-8)), qui a été considérée pour caractériser la teneur en eau à la fin de l'infiltration pour chacun des essais.

Les valeurs des teneurs en eau finales ainsi calculées pour chaque essai, et les valeurs de teneurs en eau initiales et de masses volumiques sèches correspondantes (obtenues à partir d'échantillons de sol non remaniés) sont données dans le tableau (9-4).

Tableau 9-4 : Caractéristiques gravimétriques initiales et finales pour les essais sur le Strengbach.

Essai	ρ_d (g/cm ³)	θ_{ini} (cm ³ /cm ³)	θ_f (cm ³ /cm ³)	$\Delta\theta$ (cm ³ /cm ³)
0	1.113	0.295	0.500	0.205
0A	1.125	0.355	0.564	0.209
0D	1.220	0.280	0.414	0.134
30A	1.135	0.320	0.455	0.135
30D	1.180	0.280	0.523	0.243
90A	1.270	0.400	0.533	0.133
90D	1.230	0.295	0.397	0.102
150A	1.215	0.275	0.422	0.147

Les lames infiltrées en fonction de la racine du temps sont représentées sur la figure (9-11). Elles mettent en évidence deux types de fonctionnement hydrodynamique du sol : le premier à saturation ($h_0 = 0$ mm), et le second lorsque le sol se désature ($h_0 = -30$ mm, -90 mm, -150 mm).

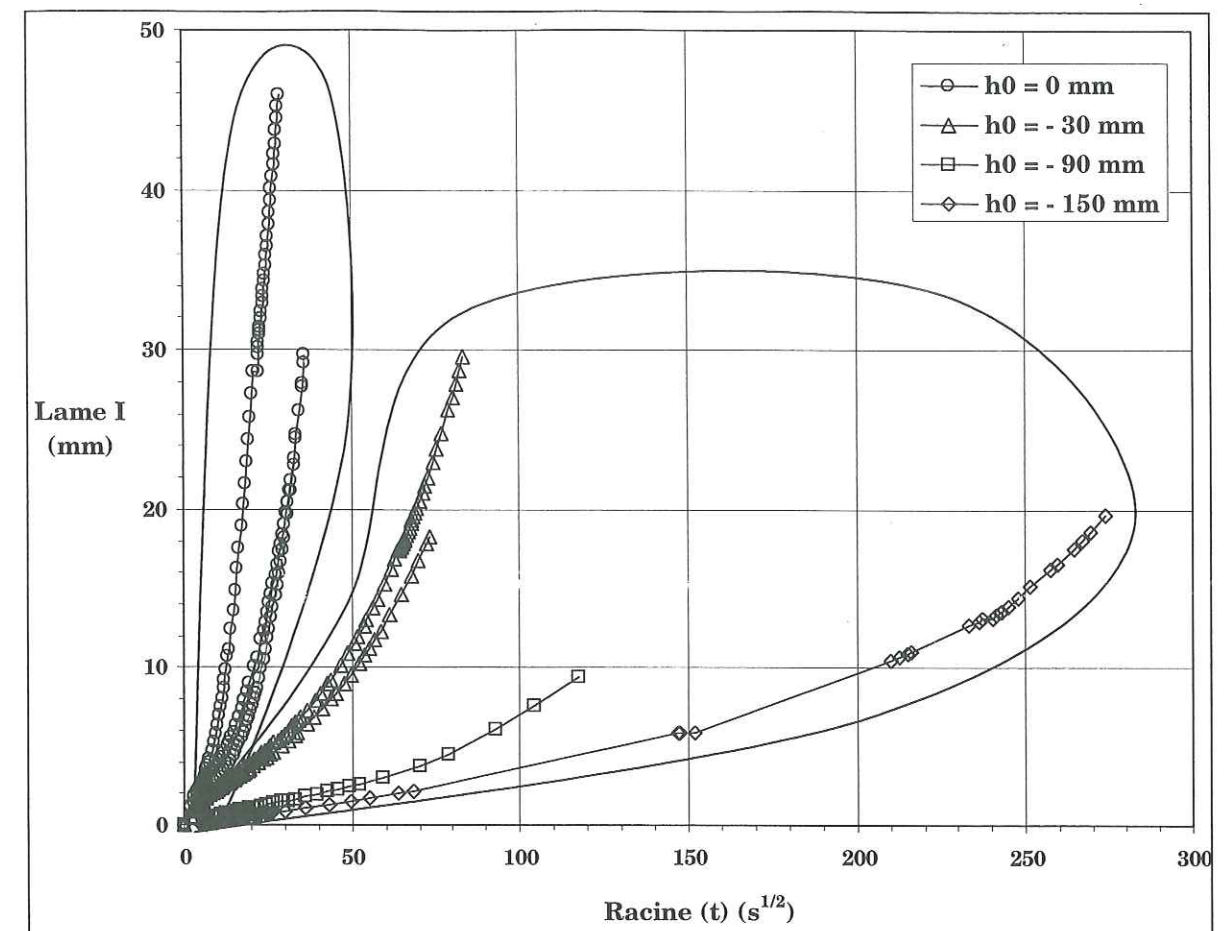


Figure 9-11 : Lames infiltrées en fonction de la racine carrée du temps pour les essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm).

9-3-4. Caractérisation hydrodynamique

La conductivité hydraulique et la sorptivité ont été calculées comme décrit au chapitre (4), avec la méthode d'analyse aux temps longs ou aux temps courts suivant les essais. De ces grandeurs a été déduite λ_m , la **taille moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels** correspondante (équation (2-26)).

La variation de ces grandeurs avec la pression imposée est donnée sur la figure (9-12). Les valeurs correspondantes sont données en annexe (A9). Les barres d'erreurs correspondent aux incertitudes sur chacun des paramètres, calculées à partir des expressions définies au chapitre (4).

Les temps caractéristiques de l'écoulement de l'eau correspondant sont donnés dans le tableau (9-5), ainsi que l'intervalle de temps sur lequel a été mené l'analyse.

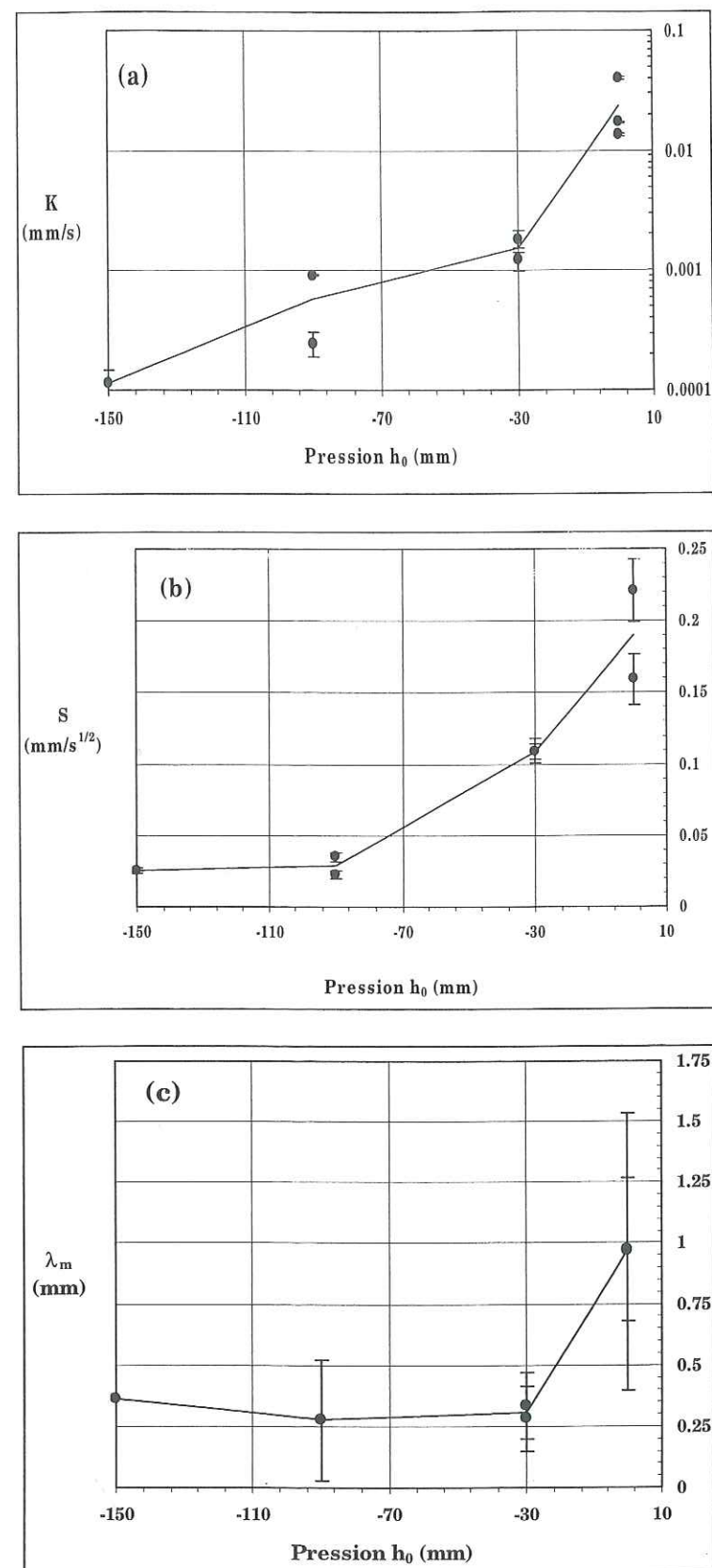


Figure 9-12 : Caractérisation hydrodynamique à l'approche de la saturation pour les essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm). (a) Conductivité hydraulique. (b) Sorptivité. (c) Taille moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels.

Tableau 9-5 : Temps de stabilisation, temps gravitaire, temps géométrique modifié, et mode d'analyse, TC ou TL pour les essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm).

Essai	t_{stab} (s)	t_{grav} (s)	t_{geomod} (s)	Méthode d'analyse
0	142	167	24000	TL
0A	130	195	3900	TL
0D	118	138	19600	TL
30A	2200	3600	43000	TC
30D	5300	8200	140000	TC
90A	578	608	970000	TL
90D	12100	20400	234000	TC
150A	32000	48000	946000	TC

Le comportement de la **conductivité hydraulique** peut être considéré comme presque linéaire entre -150 et -30 mm de pression imposée, puis augmente brutalement à l'approche de la saturation (figure (9-12(a))). La variation de la **sorptivité** (figure (9-12(b))) est plus graduelle. Ceci a déjà été mis en évidence pour d'autres sols (Clothier et Smettem (1990), Vauclin et Chopart (1992), Messing et Jarvis (1993), Clothier et al. (1995), Angulo-Jaramillo et al. (1996)), et a été modélisé dans de nombreux cas (Othmer et al. (1991), Chen et Wagenet (1992a) et (1992b)). Cela témoigne de l'activation, à l'approche de la saturation, d'une classe de pores dans lesquels le transfert d'eau est rapide. Ce processus affecte la sorptivité de manière moins évidente, puisque c'est la variation de teneur en eau qui a le plus d'influence sur ce paramètre. La sorptivité est ainsi relativement faible, du fait des teneurs en eau initiales élevées.

L'activation des macropores à l'approche de la saturation est illustré par la figure (9-11(c)). Les pores participant à l'écoulement entre -150 mm et -30 mm de pression imposée ont une taille moyenne égale à 0.312 mm. A saturation, le transfert de l'eau a lieu dans les pores dont la taille est en moyenne 0.970 mm.

Remarques : dans l'analyse des variations de λ_m avec la pression imposée il apparaît que deux essais diffèrent des autres :

- l'essai 0A, pour lequel $\lambda_m = 0.364$ mm. Cette différence d'avec les autres essais à $h_0 = 0$ mm est attribuée à l'hétérogénéité de l'infiltration (voir paragraphe (9-2-2)).
- l'essai 90A, pour lequel la valeur de λ_m est $\lambda_m = 3$ mm, et sur laquelle l'incertitude absolue est $\Delta\lambda_m = 2.52$ mm.

Ces deux essais n'apparaissent donc pas dans l'analyse.

9-3-5. Fraction d'eau mobile - Influence de la structure

Les valeurs de la fraction d'eau mobile obtenues à partir de la méthodologie décrite au chapitre (5) sont données dans le tableau (9-6). Elles ont été calculées à partir de la concentration totale mesurée sous le disque à la fin de l'infiltration. Pour les mêmes raisons que pour le calcul de θ_f (voir paragraphe (9-3-1)), ce sont les concentrations totales mesurées dans les échantillons 15,16,21,22 (figure (9-8)) qui ont été utilisées.

Dans le tableau (9-6) apparaissent également les valeurs de I_{sol} , la lame de solution infiltrée, et de t_α (équation (2-64)), nécessaires à l'évaluation de l'incertitude d'estimation sur f (équation (9-1)). Le temps caractéristique d'échange a été calculé à partir de la valeur théorique du coefficient d'échange α , $0.005h^{-1}$, introduite au paragraphe (9-2-4), et représentative des valeurs de la littérature.

Tableau 9-6 : Fraction d'eau mobile (le pourcentage entre parenthèses correspond à l'incertitude relative sur la valeur estimée, équation (9-2)), lame de solution infiltrée, durée d'infiltration de la solution, et temps caractéristique d'échange pour les essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm).

Essai	f	I_{sol} (mm)	t_{sol} (h)	t_α (h)
0A	0.545 (0.2%)	17.3	0.093	51.4
0D	0.941 (7%)	29.7	0.367	4.8
30A	0.814 (5%)	12.2	0.811	17
30D	0.873 (11%)	18.3	1.48	13.2
90A	0.698 (90%)	24.2	2.77	32.2
90D	0.718 (16%)	9.4	3.82	22.4
150A	0.509 (11%)	6.5	5.15	22.4

La première condition nécessaire à une estimation précise de f impose $I_{sol} > \lambda/2$ si $f \leq 0.70$ et $I_{sol} > \lambda$ si $f > 0.70$. En choisissant une valeur théorique de λ prise dans des exemples de la littérature, telle que $\lambda = 10$ mm, cette première condition est respectée pour tous les essais, à l'exception de l'essai 90D. Cependant ce cas peut être supposé acceptable, puisque les valeurs de I_{sol} et f sont proches des valeurs limites de validité de la méthode MoT.

La deuxième condition liée au temps caractéristique t_α est utilisée pour calculer l'incertitude relative sur f (équation (9-1)).

D'autre part, les différences de concentration mesurées à la surface du sol suivant que l'infiltration du soluté est directe ou après l'établissement du régime d'écoulement permanent d'eau, entraîne une variation de f inférieure à 10%.

Influence de la structure

La fraction d'eau mobile est représentée sur la figure (9-13) en fonction de la taille moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels.

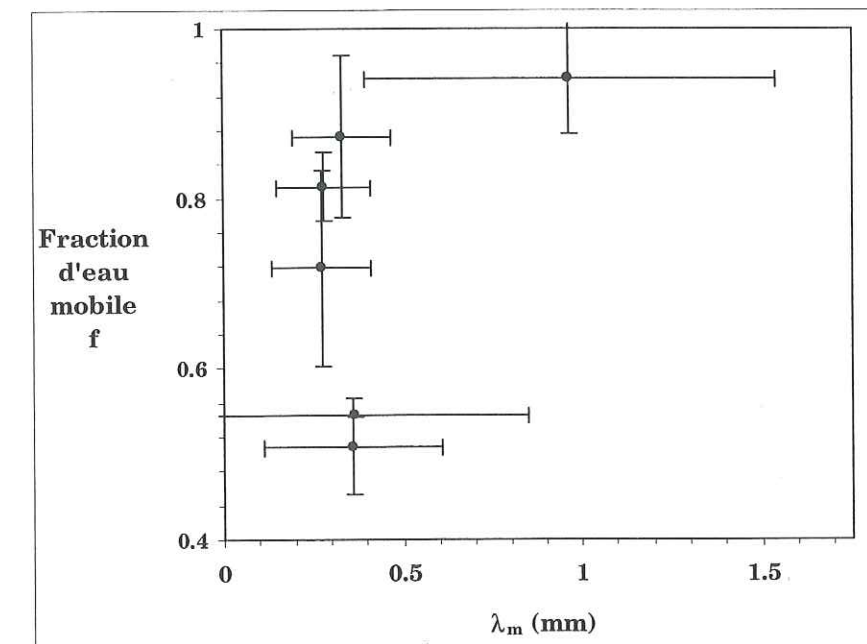


Figure 9-13 : Variation de la fraction d'eau mobile en fonction de la taille moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels pour les essais sur le Strengbach ($r_d = 125$ mm).

Les valeurs de f augmentent de manière abrupte, et semblent atteindre un niveau constant, même si la taille moyenne des pores augmente de manière conséquente. Ce

phénomène résulte de la mise hors dynamique par piégeage capillaire de certains pores, qui ne participent pas à l'écoulement.

Ce comportement de la fraction d'eau mobile a déjà été observé par **Angulo-Jaramillo et al.** (1996) pour un sol à agrégats. Pour ce type de sol, ces auteurs ont décrit la relation $f(\lambda_m)$ par une courbe «en S». Dans un premier temps f varie lentement avec l'accroissement de la pression, à partir d'une valeur qui caractérise l'eau immobile résiduelle, c'est à dire celle qui ne peut bouger ni par capillarité ni par gravité. Durant cette première phase, il y a saturation des plus petits pores. Puis la saturation du réseau de macropores provoque une brusque augmentation de la fraction d'eau mobile, qui à partir de ce moment là ne change plus de manière significative.

Dans le cas présenté ici, la première partie de la courbe "en S" n'apparaît pas. Elle correspond à la lente croissance de la fraction d'eau mobile avec la teneur de pores hydrauliquement fonctionnels, qui traduit la mise en activation des plus petits pores qui ne fait que faiblement varier la teneur en eau mobile. Dans le cas présenté ici, la teneur en eau initiale est suffisamment élevée pour que les plus petits pores soient déjà saturés. Seule la macroporosité sera activée lors de l'infiltration.

9-4. RESUME ET CONCLUSIONS : FONCTIONNEMENT D'UN SOL STRUCTURE VIS A VIS DU TRANSPORT DE SOLUTE, EN FONCTION DU REGIME HYDRIQUE IMPOSE

Les expérimentations d'infiltrométrie menées sur les bassins versants du Strengbach et du Ringlebach ont mis en évidence la présence d'écoulements préférentiels à l'échelle du disque.

Un premier essai sur le Ringlebach a permis de déterminer une distance moyenne de corrélation ($d = 60$ mm), sous le disque, des grandeurs nécessaires à la caractérisation hydrodynamique et hydrodispersive. Il a également été détecté des écoulements préférentiels d'eau et de soluté entre les différentes profondeurs échantillonnées, à partir des distributions sous le disque. Ces distributions ont en outre montré que le contact entre le sol et la surface d'infiltration est mieux assuré à la périphérie du disque. Cependant les valeurs issues de l'échantillonnage au centre du disque ont été utilisées pour la caractérisation hydrodynamique et hydrodispersive, afin de respecter la condition d'écoulement monodimensionnel.

Pour ce sol, et à la pression imposée $h_0 = -30$ mm, la fraction d'eau mobile est $f = 0,67$ ($\pm 0,05$). Les conditions expérimentales n'ont pas permis de déterminer le coefficient de

dispersion D . En effet, la quantité de solution infiltrée était trop faible pour que le nombre adimensionnel $Pe \times T$ atteigne sa limite inférieure.

Dans un deuxième temps, les expérimentations menées sur le Strengbach l'ont été à différents potentiels imposés par l'infiltromètre, jusqu'à la saturation. L'échantillonnage sous le disque a montré les mêmes différences de contact entre le centre du disque et sa périphérie que pour le Ringlebach. Pour le soluté, cette différence s'accroît lorsqu'on s'éloigne de la saturation.

Deux modes d'invasion du soluté ont été étudiés : invasion directe ou après infiltration d'eau. Pour ce sol, et dans les conditions hydriques données (teneur en eau initiale importante), le mode d'invasion influe peu sur le calcul de f (écart de 10%).

La variation des grandeurs hydrodynamiques avec le potentiel imposé a mis en évidence l'activation d'une certaine classe de macropores lorsque le sol se sature. Ce phénomène se répercute sur la fraction d'eau mobile qui croît brutalement à l'approche de la saturation, pour atteindre une valeur constante. A l'exception de quelques pores qui restent piégés, et qui ont une influence sur les temps de transfert dans le sol, tout le réseau poral est ainsi activé à saturation, y compris les plus gros pores.

La méthode MoT pour l'estimation de la fraction d'eau mobile n'a pas pu être appliquée ici, puisque les profils de concentrations à la fin de l'infiltration n'étaient pas disponibles.

L'utilisation de l'infiltrométrie à disques pour caractériser ce type de sol est d'un grand intérêt. Elle permet en effet de mettre en évidence le comportement bimodal des sols structurés, dans lesquels les cheminements préférentiels de l'eau à saturation contribuent à accélérer et amplifier les processus souterrains de genèse des débits (**Ambroise** (1998)).

Chapitre 10

Caractérisation hydrodynamique et hydrodispersive de la couche travaillée d'un sol limoneux encroûté

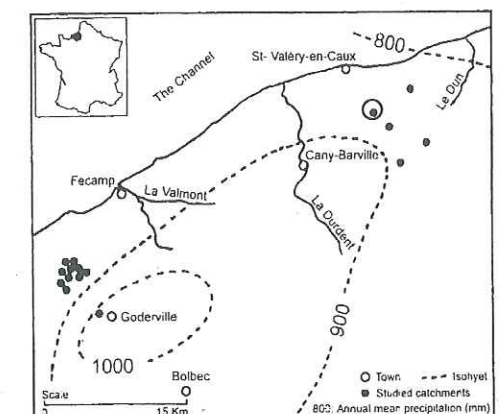
10-1. CONTEXTE DE L'ETUDE ET PRESENTATION DES SITES DE MESURE

10-1-1. Introduction

La campagne de mesures par infiltrométrie qui a été menée au cours du mois de Janvier 1998 à la surface d'un sol soumis à la battance entraine dans le cadre plus général de l'étude de la répartition de l'eau entre ruissellement et infiltration. Dans ce contexte, l'étude portait plus particulièrement sur le rôle des hétérogénéités locales et de la microtopographie sur cette partition, et leur influence sur l'érosion du sol.

Les sites de mesures étaient localisés sur un petit bassin versant (60ha de superficie) du Pays-De-Caux, situé sur la commune de Bourg-Dun (figure (10-1)). Le sol de cette région du bassin parisien est représentatif des sols limoneux cultivés du Nord-Ouest de l'Europe, fortement soumis à l'encroûtement par battance.

Figure 10-1 :
Situation géographique du
bassin versant d'étude
(cerclé) (d'après Souchère
et al. (1998)).



Sur le sol de cette région, l'érosion du sol et le ruissellement superficiel sur la croûte de battance sont connus (Boiffin et al. (1988), Auzet et al. (1993), Auzet et al. (1995), Ludwig et al. (1995), Ludwig et al. (1996), Souchère et al. (1998)). Par contre, le ruissellement hypodermique sur la semelle de labour est suspecté. L'ensemble du projet dont la campagne de mesures TRIMS faisait partie, présentait pour cette raison trois aspects :

- la **simulation de pluie** avec traçage et récolte des eaux de ruissellement en surface et au dessus de la semelle de labour, pour l'évaluation du partage de l'eau entre ruissellement superficiel et écoulement hypodermique,
- la **caractérisation des états de surface** et de la **rugosité superficielle du sol** pour rendre compte des potentiels de rétention d'eau et d'infiltrabilité des différents types de croûtes en surface, et de la géométrie des filets de ruissellements,
- l'**infiltration sous succion d'eau tracée**, à proximité de la simulation de pluie, pour la caractérisation hydrodynamique et hydrodispersive des couches travaillées du sol. L'objectif des essais d'infiltrométrie qui seront présentés ici étaient donc les suivants :
 - la caractérisation hydrodynamique des états de surface dégradés en fonction de l'encroûtement,
 - la caractérisation hydrodynamique de trois couches d'un profil de sol : croûte, lit de semences ou sol sous-jacent, semelle de labour,
 - la détermination de la fraction d'eau mobile et des caractéristiques hydrodispersives du sol, en couplant infiltrométrie et traceurs (Oxygène 18, Rhénium, Deutérium).

La caractérisation hydrodynamique et hydrodispersive par infiltrométrie a de plus été complétée par l'observation du réseau poral sur lames minces.

10-1-2. Présentation des parcelles de mesure

Le sol considéré ici appartient à la classe des silt loam (voir figure (1-1)). C'est un matériau pauvre en minéraux argileux, et constitué principalement de grains de quartz (silice cristallisée) de la taille des limons grossiers et des sables fins (20 à 100 µm) (Louis-Marie Bresson, comm. pers.).

La période choisie pour la campagne de mesures (Janvier 1998) est associée au calendrier cultural : le labour et le semis ont eu lieu au mois d'Octobre 1997, et il était nécessaire d'attendre que le sol soit encroûté avant d'effectuer les mesures. Les expérimentations ont été menées sur deux types de parcelles : une parcelle soumise à la battance (parcelle dégradée) et une parcelle protégée de la pluie quelques semaines après le semis (parcelle peu dégradée).

10-1-2-a. Parcelle dégradée

La première parcelle a été dégradée d'une part par le travail du sol (labour puis semis) qui génère en surface une microtopographie en creux et en bosses, et d'autre part par les pluies naturelles qui provoquent l'encroûtement du sol. Deux types de croûtes sont ainsi formées (Valentin et Bresson (1990)) :

- l'impact des gouttes de pluie entraîne une compaction progressive du sol, due à la fusion progressive des agrégats, formant ainsi sur toute la surface (creux et bosses) une **croûte structurale de coalescence**. La coalescence affecte également le lit de semences qui s'effondre. Il en résulte une dégradation du réseau poral sur toute la profondeur concernée par le phénomène (pouvant aller jusqu'à la semelle de labour).
- au bout d'un certain temps, la croûte structurale devient suffisamment développée pour que son infiltrabilité devienne inférieure à l'intensité de la pluie. Un micro-ruissellement s'installe alors à l'échelle centimétrique : des particules arrachées des bosses sont transportées dans le creux voisin où elles se déposent, formant ainsi une **croûte sédimentaire** se superposant à la croûte structurale déjà en place (figure (10-2)). Les particules d'argile se déposent en fin d'épisode pluvieux pour créer des microlits. Les croûtes sédimentaires sont ainsi fréquemment composées de couches successives de sédiments (Bresson et Boiffin (1990), Mualem et al. (1990), Biielders et al. (1996)).

La parcelle dégradée présente donc deux états de surface différents (figure (10-3)) : d'une part les **creux**, sur lesquels la croûte est de type **sédimentaire**, et d'autre part les **bosses**, associées à une croûte de type **structural de coalescence**.



Figure 10-2 : Coupe du sol en surface montrant la croûte sédimentaire sur la parcelle dégradée.

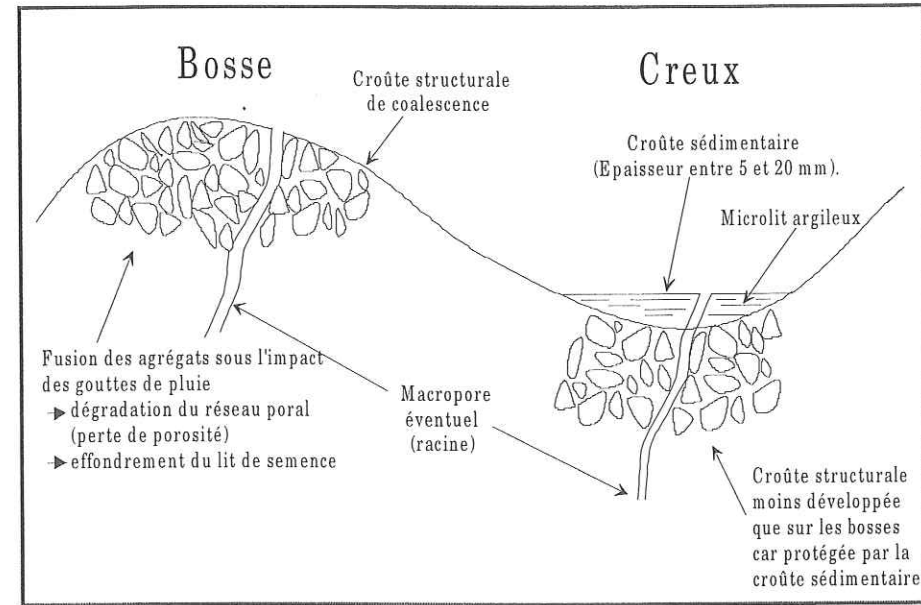


Figure 10-3 : Schématisation du sol de la parcelle dégradée.

10-1-2-b. Parcelle peu dégradée

A l'inverse de la précédente, la parcelle peu dégradée a été protégée de la pluie et de l'érosion par une bâche mise en place 5 semaines après le semis. Cependant, les pluies ayant eu lieu entre le travail du sol et le bâchage (53.6 mm en hauteur d'eau) ont entraîné la formation d'une croûte structurale bien développée avec un début de croûte sédimentaire par endroits.

Trois horizons ont été distingués par la suite sur la parcelle peu dégradée :

- la **couche de surface**, d'épaisseur variant entre 5 et 20 mm, correspondant à une **croûte sédimentaire** dont le stade de formation est moins avancé que sur la parcelle dégradée,
- le lit de semences ou **sol sous-jacent** (plus ou moins effondré), situé entre 20 mm et 30 mm de profondeur, et supposé homogène,
- la **semelle de labour**, de 50 mm d'épaisseur environ, et apparaissant entre 250 et 300 mm de profondeur.

10-2. CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DE LA PARCELLE DEGRADEE - INFLUENCE DES ETATS DE SURFACE

10-2-1. Description des essais

Sur chacun des états de surface de la parcelle dégradée (creux et bosses), des essais d'**infiltration d'eau** ont été menés. Un récapitulatif des expérimentations est donné dans le tableau (10-1).

Tableau 10-1 : Synthèse des essais d'infiltration d'eau sur la parcelle dégradée.

Croûte de surface	Nom de l'essai	ra (mm)	h ₀ (mm)	Prélèvements finaux	Lames minces
Sédimentaire	Creux1	40	-10	non	oui
	Creux2	40	-10	non	non
	Creux3	40	-10	oui	non
	Creux4	40	-10	non	non
	Creux5	40	-10	non	oui
	Creux0a	40	-10	Inexploitable	
	Creux0b	40	-10	Inexploitable	
	Creux6	40	-50	oui	oui
	Creux7	40	-50	non	non
Structurale	Bosse1	22.5	-10	oui	non
	Bosse2	22.5	-10	non	non

Des disques de rayon $r_d = 40$ mm ont été utilisés pour les essais d'infiltration sur les creux. Sept essais ont été effectués à -10 mm de hauteur de pression imposée, afin de déceler une éventuelle variabilité sur les croûtes sédimentaires. Deux de ces essais se sont avérés inexploitable (les lames d'eau infiltrées étaient trop faibles). D'autre part, deux essais ont été menés à $h_0 = -50$ mm de hauteur de pression imposée.

Sur les bosses, les disques de rayon $r_d = 22.5$ mm ont été utilisés (la taille des bosses ne permettant pas l'utilisation du disque de rayon $r_d = 40$ mm). Deux répétitions ont été effectuées, avec pour hauteur de pression imposée $h_0 = -10$ mm.

La teneur volumique en eau initiale et la masse volumique sèche ont été obtenues par prélèvement de cylindres de sol non remanié (de volume égal à 250 cm^3). Cinq cylindres ont été prélevés sur la parcelle dégradée. Les trois premiers fournissent une valeur moyenne de θ_{ini} et de ρ_d pour les essais Creux1, Creux2, Creux3, Creux4, Creux5. Les deux autres cylindres ont été prélevés à proximité des essais Creux6 et Creux7, et Bosse1 et Bosse2.

Pour la teneur volumique en eau finale $\theta_f(z_0, t_{eau})$, le sol a été échantillonné sous le centre du disque à la fin des essais Creux3, Creux6, et Bosse1, sur une profondeur z_0 environ égale à 10 mm. On dispose ainsi d'une valeur de $\theta_f(z_0, t_{eau})$ représentative de chaque type d'essai : $h_0 = -10$ mm sur creux, $h_0 = -50$ mm sur creux, $h_0 = -10$ mm sur bosses.

A la fin des essais Creux1, Creux5, et Creux6, sur croûte sédimentaire, des cylindres de sol non remanié (de 120 mm de diamètre et de 100 mm de hauteur) ont été prélevés exactement au point d'infiltration pour l'analyse du réseau poral en lames minces.

Remarque : les essais sur la parcelle dégradée ne concernaient que l'infiltration d'eau non tracée.

10-2.2. Caractéristiques gravimétriques - Infiltration cumulée

Les teneurs en eau initiales et finales, et les masses volumiques sèches résultant de l'échantillonnage décrit dans le paragraphe précédent sont données dans le tableau (10-2).

Les états initiaux moyens (ρ_d et θ_{ini}) sont quasiment identiques pour les creux et les bosses. Cela est lié à la dimension des échantillons prélevés pour la mesure des grandeurs initiales : les cylindres de sol non remanié ont une hauteur de 70 mm, alors que les croûtes sédimentaires présentes sur les creux ont une épaisseur maximale de 20 mm. Les masses volumiques sèches et les teneurs volumiques en eau ainsi mesurées sont donc

représentatives d'un milieu homogène équivalent à la croûte sédimentaire superposée au sol sous-jacent.

Caron (1996) a comparé pour un sol donné les valeurs de masse volumique sèche obtenues à partir de prélèvements au cylindre à celles mesurées directement pour la croûte. La méthodologie utilisée consiste à mesurer le volume de l'échantillon sec en l'imperméabilisant et en mesurant la poussée hydrostatique qu'il subit une fois plongé dans l'eau (Fies et Zimmer (1982)). L'auteur a montré que la différence relative entre les deux méthodes variait de 1% à 17%. Il ne lui a cependant pas été possible de savoir si cette différence provenait des incertitudes de mesure inhérentes à chaque méthode, ou si elle traduisait effectivement une mauvaise estimation de la masse volumique sèche de la croûte avec les prélèvements en cylindre.

La mesure de la masse volumique sèche de la croûte structurale à partir des cylindres de sol est quant à elle correcte si on suppose que le phénomène de coalescence des agrégats affecte une profondeur de sol supérieure ou égale à la hauteur des cylindres prélevés.

Tableau 10-2 : Caractéristiques gravimétriques pour les essais d'infiltration sur la parcelle dégradée (creux = croûte sédimentaire, bosse = croûte structurale).

Essai	h_0 (mm)	ρ_d (g/cm ³)	θ_{ini} (cm ³ /cm ³)	θ_f (cm ³ /cm ³)	$\Delta\theta$ (cm ³ /cm ³)
Creux1	-10	1.285	0.313	0.393	0.080
Creux2	-10	1.285	0.313	0.393	0.080
Creux3	-10	1.285	0.313	0.393	0.080
Creux4	-10	1.285	0.313	0.393	0.080
Creux5	-10	1.285	0.313	0.393	0.080
Creux6	-50	1.301	0.315	0.337	0.022
Creux7	-50	1.301	0.315	0.337	0.022
Bosse1	-10	1.301	0.315	0.335	0.020
Bosse2	-10	1.301	0.315	0.335	0.020

Les teneurs volumiques en eau initiales sont relativement élevées (tableau (10-2)), et conduisent à de faibles variations de teneurs volumiques en eau entre le début et la fin de l'infiltration. Cela peut laisser supposer que le régime transitoire est court. Comme il apparaît sur la figure (10-4(b)), l'intervalle de temps sur lequel les flux d'infiltration à l'issue des essais sont stabilisés est court.

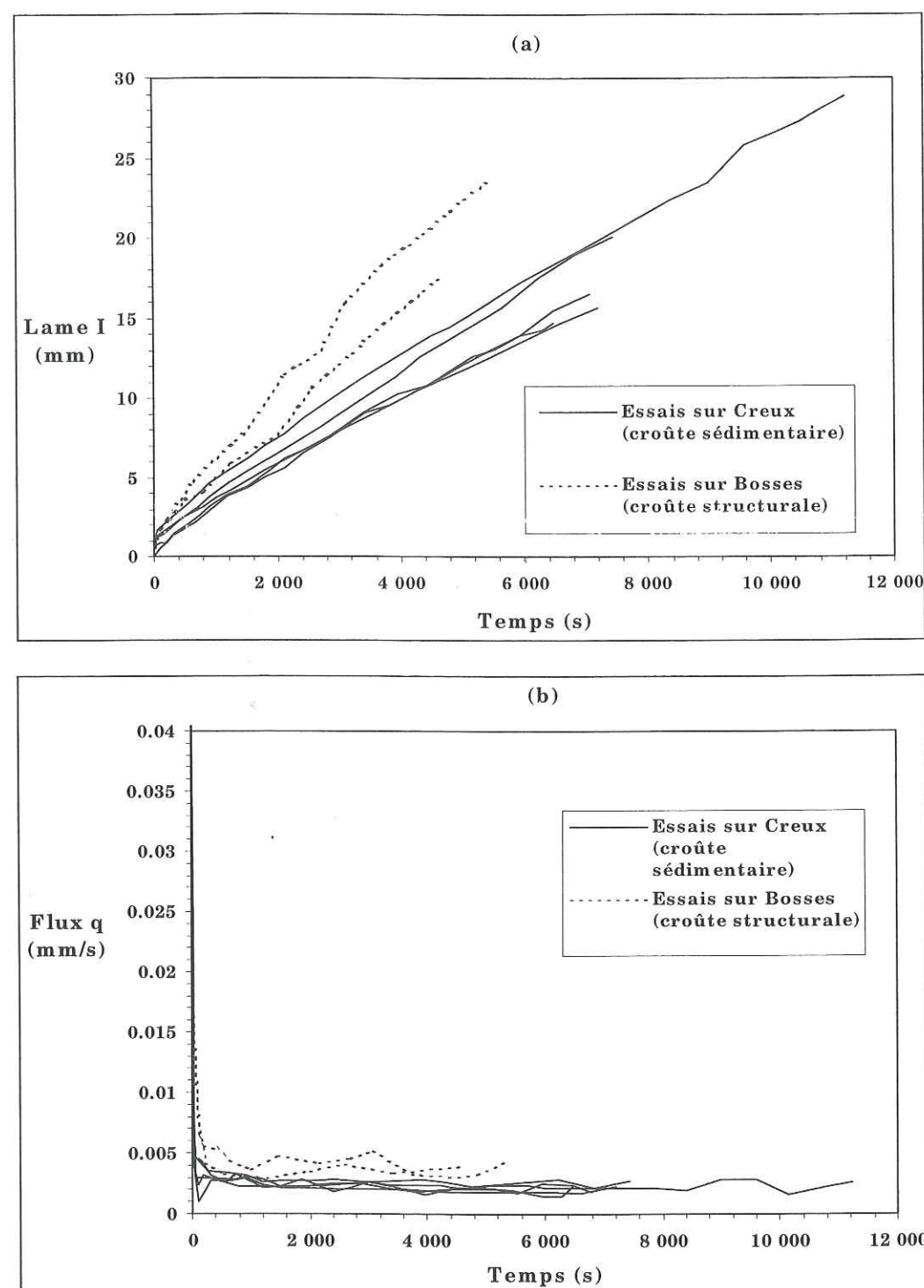


Figure 10-4: Variation en fonction du temps des lames infiltrées (a) et du flux correspondants (b) pour la parcelle dégradée.

10-2-3. Caractéristiques hydrodynamiques

Une synthèse des conductivités hydrauliques et des sorptivités estimées pour chaque essai est donnée sur la figure (10-5) (les valeurs des paramètres et les temps caractéristiques associés sont données en annexe (A10)). Du fait des teneurs volumiques en

eau initiales élevées, les caractéristiques hydrodynamiques ont pu être calculées par la méthode d'analyse aux temps longs. Le **système croûte/sol sous-jacent** est considéré **homogène** dans un premier temps.

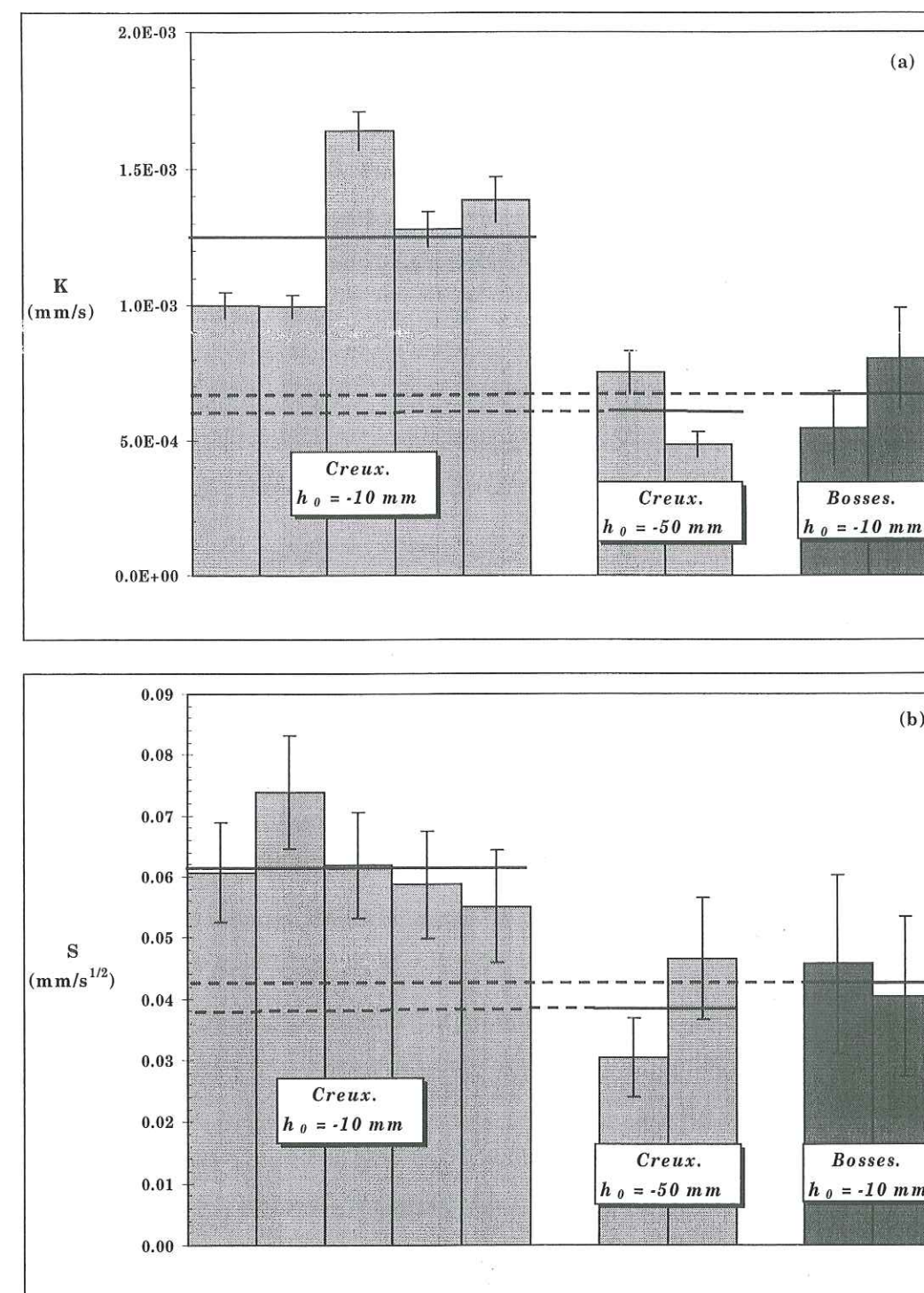


Figure 10-5 : Conductivité hydraulique (a) et sorptivité (b) pour les essais sur la parcelle dégradée. Les barres d'erreurs ont été calculées comme décrit au chapitre (4). Les traits pleins représentent les valeurs moyennes.

10-2-3-a. Variabilité de comportement hydrodynamique des croûtes sédimentaires de la parcelle dégradée (essais sur Creux)

En observant des coupes de sol dégagées au couteau sur le terrain, il est apparu que par endroits les croûtes sédimentaires comportaient des **microlits argileux** plus ou moins sombres, c'est à dire avec des teneurs en argile variables. Cela pouvait laisser supposer des différences de comportement hydrodynamique entre les croûtes sédimentaires. Cependant, les valeurs obtenues, globalement homogènes pour l'ensemble des essais à $h_0 = -10$ mm sur creux (les coefficients de variation n'excèdent pas 22% pour la conductivité hydraulique et la sorptivité, voir tableau (A10-1)), écartent l'hypothèse d'une éventuelle variabilité de comportement hydrodynamique entre les croûtes sédimentaires de la parcelle dégradée.

Cependant, l'influence de la croûte sur la capacité du sol à infiltrer de l'eau réside non seulement sur ses caractéristiques hydrodynamiques, mais également sur son épaisseur e . La **résistance hydraulique** R_H [T] des croûtes tient compte de ces deux facteurs. Elle est définie de la manière suivante :

$$R_H = \frac{e}{K} \quad (10-1)$$

Nous reviendrons par la suite sur l'estimation de la résistance hydraulique des croûtes sédimentaires.

La conductivité hydraulique et la sorptivité à pression imposée $h_0 = -50$ mm sont plus faibles que celles à $h_0 = -10$ mm, ce qui traduit l'influence de la désaturation.

10-2-3-b. Comparaison du comportement hydrodynamique des croûtes structurales et des croûtes sédimentaires de la parcelle dégradée

Il apparaît sur la figure (10-5) que les valeurs moyennes de conductivité hydraulique et de sorptivité sont plus faibles sur les croûtes structurales ($\bar{K}_0 = 1.26 \times 10^{-3}$ mm/s et $\bar{S}_0 = 6.20 \times 10^{-2}$ mm/s^{1/2}) que sur les croûtes sédimentaires ($\bar{K}_0 = 6.75 \times 10^{-4}$ mm/s et $\bar{S}_0 = 4.30 \times 10^{-2}$ mm/s^{1/2}).

En comparant les infiltrations cumulées sur les creux et les bosses, il ressort cependant que l'**infiltrabilité** des bosses est plus importante que celles des creux (figure (10-4(a))), pour des teneurs volumiques en eau initiales équivalentes ($\theta_{ini} = 0.313$ cm³/cm³ et

$\theta_{ini} = 0.315$ cm³/cm³ pour les essais sur Creux et sur Bosses respectivement, voir tableau (10-2)).

La surestimation du couple (K_0, S_0) pour les essais sur Creux est liée à l'hypothèse d'homogénéité nécessaire à l'application de la méthode d'analyse TL, qui est ici trop forte. Dans le cas des croûtes structurales, cette hypothèse est admise, si on suppose que l'effondrement du lit de semences affecte une profondeur plus importante que celle concernée par l'infiltration.

Remarque : la présence des microlits argileux dans la croûte sédimentaire peut être un facteur supplémentaire d'hétérogénéité du sol.

Des expérimentations de laboratoire ont été menées par **Fox et al.** (1998a) sur le sol du Pays-De-Caux, tamisé à 2 cm. Le matériau ainsi remanié a été placé sur une couche de graviers, dans une cuve de dimensions 50×50×15 cm. Une grille a été utilisée pour créer aléatoirement 32 creux et 32 bosses. Le sol a ensuite été soumis à une pluie simulée d'intensité égale à 22.8 mm/h durant 5 h. Ce protocole permet de reconstituer artificiellement en laboratoire les croûtes sédimentaires et structurales présentes *in situ*.

A partir de ce dispositif, **Fox et al.** (1998a) ont estimé la résistance hydraulique R_H (équation (10-1)) de la croûte sédimentaire. Ils ont pour cela évalué l'épaisseur de la croûte à 10 mm. La conductivité hydraulique a été mesurée à l'aide d'un perméamètre, comme il est décrit dans **McIntyre** (1958). La résistance hydraulique ainsi calculée par **Fox et al.** (1998a) est $R_H = 119520$ s. En terme de conductivité hydraulique, et pour une épaisseur de croûte sédimentaire de 10 mm, cela se traduit par $K_{sed} = 8.37 \times 10^{-5}$ mm/s. Cette conductivité hydraulique est donc 15 fois plus faible que la valeur moyenne estimée à partir des essais d'infiltration menés sur les Creux (où $\bar{K}_0 = 1.26 \times 10^{-3}$ mm/s). Outre le fait que les conductivités hydrauliques issues de l'infiltrométrie sont surestimées de par l'inadéquation de la méthode d'analyse TL, cette différence importante est également liée aux conditions expérimentales permettant l'estimation de la conductivité hydraulique. En effet, les essais d'infiltrométrie ont été menés *in situ*, sur un sol non remanié cultivé, ce que ne prend pas en compte le protocole de laboratoire de **Fox et al.** (1998a).

De la même manière, **Fox et al.** (1998a) ont estimé la résistance hydraulique de la croûte structurale à $R_H = 21240$ s. Les auteurs ne donnant aucune indication sur l'épaisseur de la croûte structurale, il est impossible d'exprimer cette valeur en terme de conductivité hydraulique.

D'autre part, une série d'expérimentations menées par **Fox et al.** (1998b) sur un sol encroûté artificiellement recomposé en laboratoire (suivant le même protocole que dans **Fox et al.** (1998a)), a montré que la coalescence du sol concernait la colonne entière de sol, soit 300 mm. Cela amène deux commentaires : (i) il est difficile de mesurer avec précision l'épaisseur des croûtes structurales, dans le sens où la différence de porosité entre la croûte et le sol sous-jacent ne présente pas de limite nette. Cette observation a déjà été évoquée par **Mualem et al.** (1990). (ii) L'hypothèse d'homogénéité de la profondeur de sol concernée par l'infiltration sous les croûtes structurales est réaliste.

La méthode TL est donc adaptée à l'analyse de l'infiltration sur les bosses. La **taille moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels** qui a ainsi été calculée pour les croûtes structurales est $\lambda_m = 0.105 \text{ mm}$. Cette valeur relativement faible est associée à la dégradation du réseau poral et à la diminution de la porosité lors de la formation des croûtes structurales.

Le paramètre λ_m est une grandeur moyenne, traduisant l'interconnexion du réseau poral en 3D. **Fox et al.** (1988b) dans leur étude *de laboratoire* ont estimé (à partir d'observations sur des lames minces) que la taille des vides sur la profondeur effondrée variait entre $5 \times 10^{-3} \text{ mm}$ et 0.2 mm . Cette estimation est valable pour une géométrie 2D, et ne tient donc pas compte de l'interconnexion du réseau poral. Elle est cohérente avec la valeur plus importante de λ_m calculée *in situ*, si on considère qu'en laboratoire les plus gros pores (notamment ceux créés par les racines) ne sont pas reconstitués.

10-2-4. Temps caractéristiques

Les temps caractéristiques de l'écoulement de l'eau pour les essais sur les bosses de la parcelle dégradée sont donnés dans le tableau (10-3).

Tableau 10-3 : Temps de stabilisation (équation (2-30)), temps gravitaire (équation (2-29), temps géométrique modifié (équation (2-28)), pour les essais sur les croûtes structurales de la parcelle dégradée.

Essai	t_{stab} (s)	t_{grav} (s)	t_{geomod} (s)
Bosse1	129	6955	172
Bosse2	132	2525	222

L'influence de l'utilisation du disque de petite taille ($r_d = 22.5 \text{ mm}$) se traduit par la faible valeur du temps géométrique modifié, qui représente le temps à partir duquel les effets capillaires latéraux deviennent le moteur dominant de l'écoulement. Cela signifie également que le régime permanent est établi rapidement. Cela est d'autant plus vrai que le temps de stabilisation (qui représente la durée du régime permanent) est du même ordre de grandeur que t_{geomod} . Il apparaît ainsi que l'utilisation des disques de petites taille exclut l'analyse de l'infiltration par la méthode aux temps courts.

Remarque : les temps caractéristiques des essais sur creux n'ont pas été calculés puisque les caractéristiques hydrodynamiques K_0 et S_0 estimées à partir de ces essais sont biaisées par l'hétérogénéité du milieu.

10-3. CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE ET HYDRODISPERSIVE DE LA PARCELLE PEU DEGRADEE

10-3-1. Description des essais

Un résumé des essais effectués sur la parcelle peu dégradée et des différents protocoles d'infiltration et d'échantillonnage est donné dans le tableau (10-4).

Tableau 10-4 : Synthèses des essais d'infiltration sur la parcelle peu dégradée.

Horizon	Nom de l'essai	Solution infiltrée	Prélèvements initiaux (mesure de ρ_d , θ_{ini} , C_{ini})	Prélèvements finaux (mesure de θ_f , C_f)	Lame mince
Croûtes de surface	Surface1	Oxygène 18 + Rhénium	• Cylindre1 • Tarière1 _{ini}	• Tarière1 _{f'}	oui
	Surface2		• Cylindre1 • Tarière1 _{ini}	• Tarière1 _{f''}	oui
Sol sous-jacent	SSJ1	Oxygène 18 + Rhénium	• Cylindre2 • Tarière2 _{ini}	• Sous le centre du disque	oui
	SSJ2	Oxygène 18 + Rhénium puis Deutérium		• Tarière2 _f	oui
Semelle de labour	Semelle1	Oxygène 18 + Rhénium	• Cylindre3	• Sous le centre du disque	oui
	Semelle2				
	Semelle3				

Les essais d'infiltration ont été menés à la surface de chacun des trois horizons de la parcelle peu dégradée définis au paragraphe (10-2-2) : les croûtes de surface (essais Surface1 et Surface2), le sol sous-jacent (essais SSJ1 et SSJ2), et la semelle de labour (essais Semelle1, Semelle2, et Semelle3). La hauteur de pression imposée par l'infiltromètre était $h_0 = -10$ mm, et le rayon du disque utilisé était $r_d = 40$ mm.

Les solutions infiltrées et le protocole d'infiltration varient suivant les essais. Pour les essais sur les croûtes de surface (essais Surface1 et Surface2) et un des essais sur le sol sous-jacent (essai SSJ1), de l'eau tracée **conjointement à l'Oxygène 18 et au Rhénium** a été infiltrée. Pour le second essai sur le sol sous-jacent (essai SSJ2), à la phase d'infiltration d'**Oxygène 18** et de **Rhénium** a succédé l'infiltration, au même point, d'eau tracée au **Deutérium**. Enfin, pour chacun des trois essais sur la semelle de labour, la solution infiltrée était de l'eau tracée à l'Oxygène 18 et au Rhénium. Dans chacun des cas, la solution a été infiltrée directement dans le sol, sans infiltration préalable d'eau.

Les masses volumiques sèches ont été déterminées par prélèvement de cylindres de sol non remanié (volume = 250 cm^3) à proximité des essais. Un cylindre a été prélevé pour chaque horizon.

La teneur volumique en eau initiale et la concentration initiale de soluté ont été mesurées à partir du prélèvement à la tarière (diamètre = 20 mm) à proximité des essais Surface1, Surface2, SSJ1, et SSJ2 (un unique profil de sol a été prélevé pour caractériser l'état initial du sol pour les essais Surface1 et Surface2). La profondeur de prélèvement varie entre 150 mm et 300 mm. Le sol de la tarière est échantillonné en cylindres de 10 mm de hauteur environ. Pour ces trois essais on dispose donc d'un profil de teneur en eau initiale et de concentration initiale de soluté (sur une profondeur variant de 150 mm à 300 mm). Pour les essais sur la semelle de labour, les grandeurs initiales sont obtenues à partir du prélèvement des cylindres de sol non remanié.

Les grandeurs finales (teneur volumique en eau et concentration totale de soluté) ont été mesurées à partir de deux modes d'échantillonnage, suivant les essais :

- en profondeur avec la tarière pour les essais Surface1, Surface2, et SSJ2,
- sous le centre du disque pour les essais Inter1, Semelle1, Semelle2, et Semelle3.

Des cylindres de sol ont également été prélevés à l'issue des essais Surface1, Surface2, SSJ1, SSJ2, ainsi que sur la semelle de labour à proximité des essais, pour l'analyse du réseau poral sur lames minces.

Remarques : - les essais sur la semelle de labour n'ont pas été effectués sur la parcelle protégée, mais à proximité de celle-ci. Cela a une très faible incidence puisqu'à cette profondeur le sol n'est pas affecté par la battance.

- Pour la parcelle peu dégradée, il n'y a pas de différence notable en surface entre les croûtes structurales et les croûtes sédimentaires (dont le stade de développement est ici peu avancé). Cependant l'observation des lames minces a permis de préciser le type de croûtes sur lesquelles ont été menés les essais d'infiltration :

- pour l'essai Surface1, la surface d'infiltration recouvre une croûte sédimentaire et un début de croûte structurale (à l'extrémité du disque).

Cette essai sera assimilé par la suite à un essai sur croûte sédimentaire.

- l'essai Surface2 a quant à lui été mené sur une croûte structurale.

- l'infiltration d'eau tracée simultanément à l'Oxygène 18 et au Rhénium avait pour objectif de comparer les qualités de traceur de ces deux éléments. Cette partie de l'étude n'a pas été traitée par nos soins.

- l'infiltration successive de Deutérium et d'Oxygène 18 pour l'essai SSJ2 avait pour objectif l'estimation du coefficient d'échange α . Cependant, les échantillons de sol contenant du Deutérium n'ont pas pu être analysés en raison de contraintes expérimentales. L'essai SSJ2 sera donc traité uniquement vis à vis de l'écoulement de l'eau.

10-3-2. Caractéristiques gravimétriques

Une synthèse des caractéristiques gravimétriques initiales et finales est donnée dans le tableau (10-5).

La même remarque que pour les essais sur parcelle dégradée est à faire sur la représentativité des volumes échantillonnés avec le cylindre dans le cas des essais de surface (paragraphe 10-4-1)). Ce n'est pas la croûte de surface qui est caractérisée, mais le système croûte/sol sous-jacent, sur 70 mm de profondeur. Il n'est donc pas possible d'en tirer des conclusions sur la masse volumique sèche de la croûte seule.

Le fait que la masse volumique sèche du sol sous-jacent ($\rho_d = 1.466 \text{ g/cm}^3$) soit supérieure à celle des bosses de la parcelle dégradée ($\rho_d = 1.301 \text{ g/cm}^3$) confirme l'hypothèse suivant laquelle l'effondrement du sol ne concerne pas que les premiers millimètres du sol, mais également le lit de semences.

Enfin, la valeur élevée de la masse volumique sèche de la semelle de labour est liée au compactage et au lissage de cet horizon par les engins de labour.

Tableau 10-5 : Caractéristiques gravimétriques pour les essais d'infiltrométrie sur la parcelle peu dégradée ($r_d = 40 \text{ mm}$, $h_0 = -10 \text{ mm}$)

Essai	ρ_d (g/cm ³)	θ_{ini} (cm ³ /cm ³)	θ_r (cm ³ /cm ³)	$\Delta\theta$ (cm ³ /cm ³)
Surface1 (croûte sédimentaire)	1.401	0.371	0.444	0.073
Surface2 (croûte structurale)	1.401	0.371	0.500	0.129
SSJ1	1.466	0.314	0.384	0.070
SSJ2	1.466	0.314	0.387	0.073
Semelle1	1.620	0.354	0.412	0.058
Semelle2	1.620	0.354	0.412	0.058
Semelle3	1.620	0.354	0.451	0.097

Remarque : lorsqu'un profil de sol a été prélevé (avant ou après infiltration, voir paragraphe précédent), les teneurs volumiques en eau apparaissant dans le tableau (10-5) sont celles mesurées dans les 10 premiers millimètres de sol.

10-3-3. Caractérisation hydrodynamique du profil hétérogène de la parcelle peu dégradée (Croûtes de surface - Sol sous-jacent - Semelle de labour)

10-3-3-a. Introduction

Il a été vu au paragraphe précédent que l'hypothèse d'homogénéité nécessaire à l'utilisation de la méthode d'analyse TL était trop forte dans le cas des croûtes sédimentaires. Les caractéristiques hydrodynamiques de la parcelle peu dégradée seront donc estimées en deux étapes :

- la **méthode TL** sera utilisée pour les essais d'infiltration Surface2 (sur croûte structurale), SSJ1, SSJ2, Semelle1, Semelle2, Semelle3, pour lesquels l'hypothèse d'**homogénéité** du sol sur la profondeur concernée par l'infiltration est respectée,

- le **système hétérogène** croûte sédimentaire/sol sous-jacent de l'essai d'infiltration Surface1 sera caractérisé en utilisant **un modèle numérique** d'écoulement tridimensionnel axisymétrique d'eau en milieu stratifié.

10-3-3-b. Caractérisation hydrodynamique avec la méthode d'analyse aux temps longs

Les valeurs des paramètres K_0 et S_0 estimées avec la méthode d'analyse aux temps longs, et la taille moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels correspondante sont données dans la tableau (10-6). Les temps caractéristiques associés sont donnés en annexe (A11).

Tableau 10-6 : Résultats de la caractérisation hydrodynamique avec la méthode d'analyse aux temps longs pour la parcelle peu dégradée ($r_d = 40 \text{ mm}$, $h_0 = -10 \text{ mm}$). Les incertitudes relatives calculées à partir des équations (4-22), (4-23), (4-24) sont données entre parenthèses.

Essai	K_0 (mm/s)	S_0 (mm/s ^{1/2})	λ_m (mm)
Surface1 (croûte sédimentaire)	Milieu hétérogène : utilisation d'un modèle numérique		
Surface2 (croûte structurale)	2.29×10^{-3} (3%)	8.08×10^{-2} (13%)	0.628 (34%)
SSJ1	7.96×10^{-4} (6%)	2.51×10^{-2} (13%)	1.232 (37%)
SSJ2	2.42×10^{-4} (6%)	3.95×10^{-2} (23%)	0.157 (57%)
Semelle1	4.68×10^{-4} (3%)	4.55×10^{-2} (11%)	0.793 (30%)
Semelle2	7.27×10^{-4} (3%)	3.33×10^{-2} (13%)	0.751 (34%)
Semelle3	1.80×10^{-3} (5%)	3.12×10^{-2} (33%)	2.490 (77%)

Il apparaît que les valeurs du couple (K_0, S_0) pour la croûte structurale ($K_0 = 2.29 \times 10^{-3}$ mm/s et $S_0 = 8.08 \times 10^{-2}$ mm/s^{1/2}) sont plus élevées que pour le sol sous-jacent ($K_0 = 7.96 \times 10^{-4}$ mm/s et $S_0 = 2.51 \times 10^{-2}$ mm/s^{1/2}, $K_0 = 2.42 \times 10^{-4}$ mm/s et $S_0 = 3.95 \times 10^{-2}$ mm/s^{1/2}). Cela peut être lié au fait que la coalescence des agrégats sous l'impact des gouttes de pluie n'affecte pas seulement la croûte structurale en surface, mais également le lit de semences qui est "pris en masse", et qui s'effondre.

Parmi les trois expérimentations effectuées sur la semelle de labour, l'essai Semelle3 diffère des deux autres par la forte valeur de la taille moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels calculée (Tableau (10-6)). En effet, pour cet essai $\lambda_m = 2.490$ mm. C'est une valeur peu réaliste, qui est sans doute dû à l'interception d'un macropore lors de l'infiltration, conduisant à une estimation incertaine des paramètres. Pour cette raison, l'essai Semelle3 n'apparaît pas sur la figure (10-6), qui représente la conductivité hydraulique et la sorptivité calculées à partir des essais sur le sol sous-jacent et sur la semelle de labour.

Il apparaît ainsi que le comportement de ces deux horizons est comparable. Cette observation peut être liée à deux phénomènes, conduisant à un rapprochement des caractéristiques hydrodynamiques :

- soit à l'effondrement du lit de semences qui se compacte, ce qui contribue au colmatage du réseau poral, et qui tend à réduire le couple (K_0, S_0) pour le sol sous-jacent,
- soit à la présence dans la semelle de labour de macropores racinaires et fauniques hydrauliquement actifs, et qui tendent à augmenter (K_0, S_0). Ce type de macroporosité est clairement mis en évidence lors de l'observation des lames minces, comme nous le verrons par la suite.

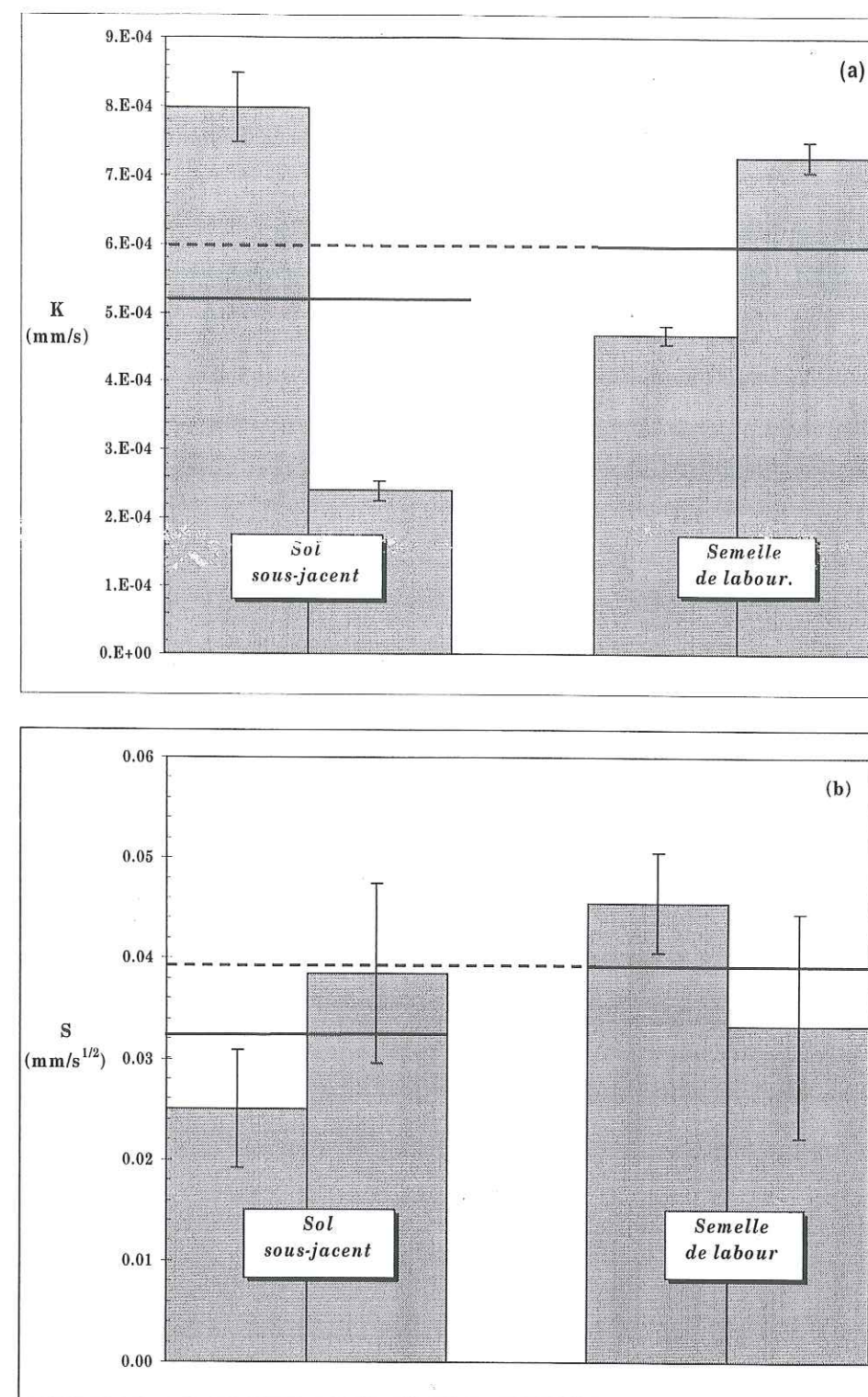


Figure 10-6 : Conductivité hydraulique (a) et sorptivité (b) pour le sol sous-jacent et la semelle de labour de la parcelle peu dégradée ($r_d = 40$ mm, $h_0 = -10$ mm). Les barres d'erreurs ont été calculées comme décrit au chapitre (4). Les traits pleins représentent les valeurs moyennes.

10-3-3-c. Utilisation d'un modèle numérique

(i) Description du modèle

Le modèle numérique mis en œuvre dans ce paragraphe est issu d'une collaboration avec le Laboratoire de Mécanique des Fluides et Transferts Thermiques de Kenitra, Maroc (Karim Tamoh). Il a été obtenu en résolvant par un schéma aux différences finies l'équation du transfert de l'eau en géométrie tridimensionnelle axisymétrique (équation de Richards (2-8)) pour le cas d'un **milieu bi-couche**. Ce cas correspond à l'infiltration dans un sol constitué d'une **croûte sédimentaire** d'épaisseur e superposée au **lit de semences**. Une schématisation du domaine modélisé est donnée sur la figure (10-7).

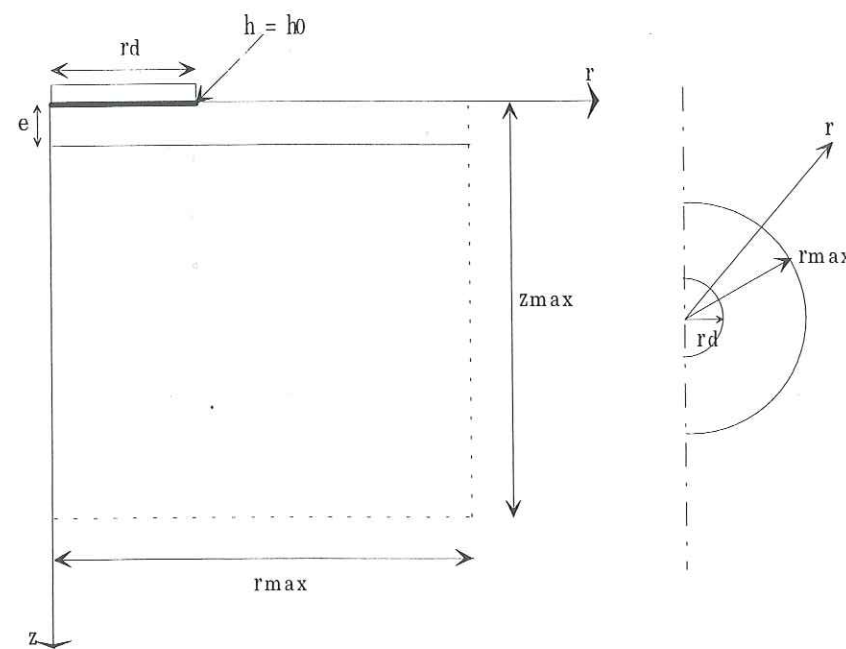


Figure 10-7 : Géométrie du domaine modélisé.

Les **paramètres d'entrée** du modèle sont les caractéristiques $K(h)$ et $\theta(h)$ pour chaque stratification, c'est à dire pour la croûte sédimentaire et le sol sous-jacent. Ce sont les expressions analytiques de **Van Genuchten** (1980) (équation (2-9)) et **Brooks and Corey** (1964) (équation (2-11)), associées à la condition de **Burdine** (1953) (équation (2-10) avec $k = 2$) qui ont été retenues ici pour caractériser $\theta(h)$ et $K(h)$.

Les **paramètres de sortie** sont :

- le bilan de masse hydrique en fonction du temps,
- la lame infiltrée en fonction du temps,
- les flux verticaux et latéraux suivant les coordonnées r et z à la fin de l'infiltration,

- la teneur volumique en eau suivant les coordonnées r et z à la fin de l'infiltration,
- la pression suivant les coordonnées r et z à la fin de l'infiltration.

La **condition initiale** suppose un profil initial de pression dans le sol uniforme. Les **conditions aux limites** imposent une pression h_0 entre $r = 0$ et $r = r_d$, sur la ligne $i = 1$. La condition à la limite inférieure est une condition de flux libre.

(ii) Mise en œuvre pour l'essai Surface1

Le modèle numérique décrit précédemment va être appliqué au cas de l'infiltration dans le milieu stratifié croûte sédimentaire/sol sous-jacent de l'essai Surface1 ($r_d = 40$ mm, $h_0 = -10$ mm). L'épaisseur de la croûte sédimentaire prise en compte sera $e = 7$ mm (obtenue à partir de l'observation des lames minces, voir paragraphe (10-5)). La profondeur du sol sous-jacent est 300 mm.

Les expressions de **Van Genuchten** (1980) et **Brooks and Corey** (1964) sont définies à partir de 5 paramètres indépendants :

- les paramètres n et h_g de l'expression de **Van Genuchten** (1980) (le paramètre m étant fixé par la relation de **Burdine** (1953)),
- le paramètre η de la relation de **Brooks and Corey** (1964),
- la teneur volumique en eau à saturation, θ_{sat} ,
- la conductivité hydraulique à saturation, K_{sat} .

L'utilisation de ces expressions dans la modélisation implique donc l'ajustement de 10 paramètres pour caractériser le transfert de l'eau dans la croûte et le sol sous-jacent.

Afin de minimiser le nombre de paramètres à ajuster simultanément sur un même essai, la démarche adoptée a été la suivante :

① détermination des paramètres pour le sol sous-jacent

- la distribution granulométrique expérimentale du sol sous-jacent permet de calculer n , m , et η , comme il est décrit dans **Zammit** (1999),
- le paramètre d'échelle h_g dépend du rapport ε/θ_{sat} entre la porosité et la teneur volumique en eau à saturation. La porosité est calculée à partir de la masse volumique sèche ρ_d (donnée dans le tableau (10-5) pour l'essai SSJ2) et de la masse volumique des solides $\rho_s = 2.65$ g/cm³, suivant la relation (1-1). On obtient $\varepsilon/\theta_{sat} = 0.90$ pour l'essai SSJ. La valeur de h_g choisie pour la

modélisation est ainsi celle du sol n°34 de la banque de données GRIZZLY (présentée au chapitre (6)), pour lequel $\varepsilon/\theta_{\text{sat}} = 0.95$,

- la teneur volumique en eau et la conductivité hydraulique à saturation sont celles mesurées à partir de l'essai d'infiltrométrie SSJ2 pour une pression imposée $h_0 = -10$ mm (tableaux (10-4) et (10-6)), en les assimilant aux caractéristiques du sol sous-jacent à saturation θ_{sat} et K_{sat} .

Les valeurs des paramètres pour le sol sous-jacent sont résumées dans le tableau (10-7).

Tableau 10-7 : Paramètres d'entrée pour le sol sous-jacent.

n	m	η	h_g (mm)	θ_{sat} (cm ³ /cm ³)	K_{sat} (mm/s)
2.226	0.102	8	262	0.387	2.42×10^{-4}

② détermination des paramètres pour la croûte sédimentaire

Les expressions $\theta(h)$ et $K(h)$ pour la croûte sédimentaire sont obtenues en considérant la croûte comme un milieu en similitude géométrique avec le sol sous-jacent (Miller et Miller (1956)). Ses caractéristiques hydrodynamiques peuvent ainsi se déduire de celles du sol sous-jacent à partir des relations :

$$K_{\text{CR}}(\theta) = K_{\text{SSJ}}(\theta) \times \varphi^2 \quad (10-1.a)$$

$$h_{\text{CR}}(\theta) = \frac{h_{\text{SSJ}}(\theta)}{\varphi} \quad (10-1.b)$$

où φ est un facteur d'échelle.

Si l'épaisseur de la croûte e est connue, le facteur φ est l'unique paramètre à ajuster sur l'infiltration cumulée $I(t)$ expérimentale (corrigée des effets du sable de contact). Le profil de teneur volumique en eau à la fin de l'infiltration obtenu numériquement est également comparée au profil expérimental. Cette démarche permet ainsi d'estimer la valeur de la conductivité hydraulique pour la croûte sédimentaire, et d'évaluer de manière indépendante l'hypothèse de similarité.

(iii) Résultats de l'ajustement pour l'essai Surface1

Les résultats de l'ajustement sur l'infiltration cumulée et le profil de teneur volumique en eau à la fin de l'infiltration (sur l'axe du disque) sont illustrés sur la figure

(10-8). Les valeurs du paramètre φ et de la conductivité hydraulique estimées sont données dans le tableau (10-8).

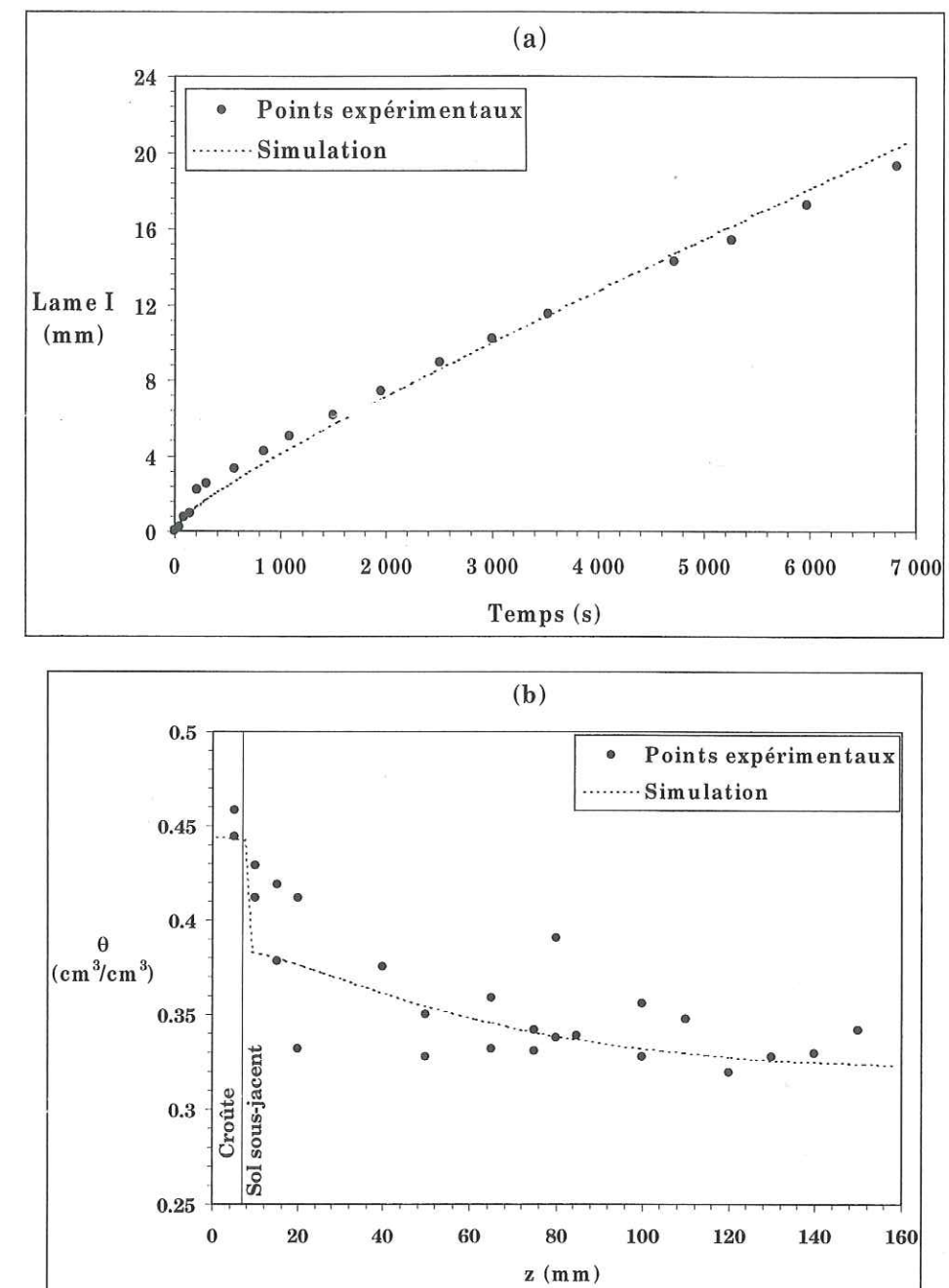


Figure 10-8 : Ajustement de la lame infiltrée en fonction du temps (a) et du profil de teneur volumique en eau à la fin de l'infiltration (b) sur les données expérimentales de l'essai Surface1 (Parcelle peu dégradée, $r_d = 40$ mm, $h_0 = -10$ mm).

Le comportement de la lame infiltrée en fonction du temps est correctement représenté, en particulier aux tous premiers instants de l'infiltration. La valeur de φ

estimée (tableau (10-7)) permet de reproduire le profil de teneur volumique en eau final. L'hypothèse de similarité est ainsi supposée correcte.

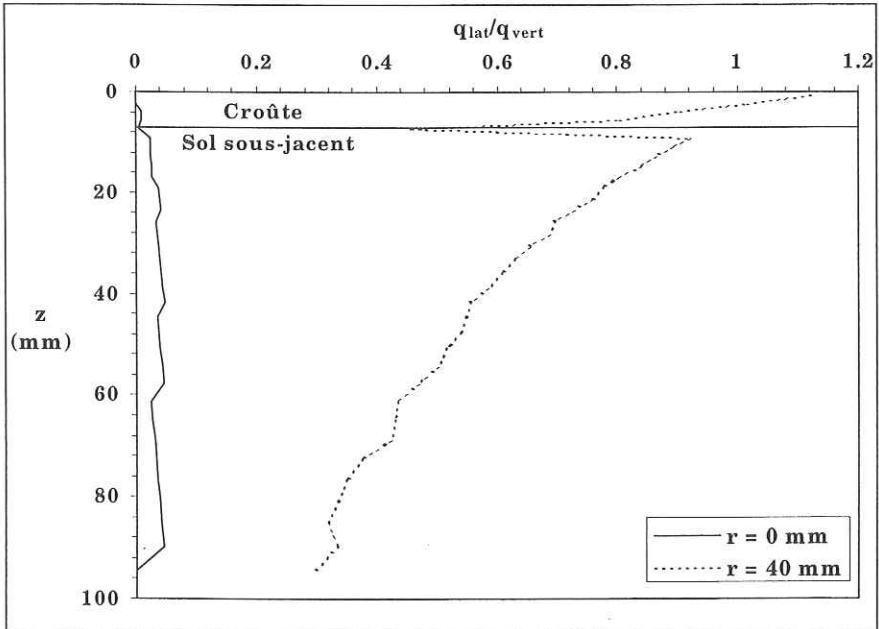
Tableau 10-8 : Paramètres issus de l'ajustement.

ϕ	K_{sat} (croûte) (mm/s)
0.7	1.2×10^{-4}

La valeur de ϕ (tableau (10-8)) peut sembler élevée par rapport aux ordres de grandeurs de la littérature (Tackett et Pearson (1965), Aboujaoudé et al. (1991) Philip (1998), Vandervaere et al (1997)). Cependant il convient de rappeler que la valeur de ϕ donnée dans le tableau (10-8) a été estimée pour un sol *cultivé*, dont le lit de semences est particulièrement effondré.

Un autre résultat de la modélisation concerne la distribution du flux sous le disque. La figure (10-9) représente le rapport entre la composante latérale du flux d'infiltration, q_{lat} , et sa composante verticale, q_{vert} , sur l'axe du disque (c'est à dire à $r = 0$ mm), et à sa périphérie (c'est à dire à $r = 40$ mm), en fonction de la profondeur et à la fin de la simulation.

Figure 10-9 :
Variation de q_{lat}/q_{vert}
à la fin de la
simulation de l'essai
Surface1 en fonction
de la profondeur, sur
l'axe du disque
($r = 0$, trait plein),
et à sa périphérie
($r = 40$ mm, trait en
pointillés).



Sur l'axe du disque, q_{lat}/q_{vert} est inférieur à 10%, ce qui justifie l'hypothèse d'écoulement monodimensionnel dans le volume échantillonné. D'autre part, le flux moyen sur toute la surface d'infiltration **mesuré** à la fin de l'essai Surface1 est $q_{stab} = 2.28 \times 10^{-3}$ mm/s. La valeur **simulée** est $q_{stab} = 2.63 \times 10^{-3}$ mm/s, ce qui représente un écart relatif acceptable de 15%. Le flux monodimensionnel sous l'axe du disque est quant à lui $q_{stab1D} = q_{vert} = 1.37 \times 10^{-3}$ mm/s, soit près de la moitié du flux total q_{stab} .

Remarque : dans toute la démarche de simulation adoptée dans ce paragraphe, l'épaisseur de la croûte sédimentaire e était connue. Dans le cas contraire, e devra être considérée comme un paramètre à ajuster.

10-3-4. Caractérisation hydrodispersive du profil hétérogène de la parcelle peu dégradée (Croûtes de surface - Sol sous-jacent - Semelle de labour)

10-3-4-a. Distribution de l'eau et de l'Oxygène 18 sur l'axe du disque

Les profils de teneur volumique en eau et de concentration en Oxygène 18 sont donnés sur les figures (10-10) et (10-11) pour les essais Surface1 et Surface2 respectivement. Les profils initiaux sont identiques pour les deux essais : ils sont issus du même prélèvement à proximité des points d'infiltration (voir Tableau(10-4)).

Pour les deux essais Surface1 et Surface2, l'hypothèse d'uniformité de la teneur volumique en eau initiale est respectée à partir de 25 mm de profondeur. On évalue d'autre part la profondeur du front d'infiltration d'eau en fin d'essai à 50 mm dans les deux cas (Figures (10-10(a)) et (10-11(a))).

Le profil initial en ^{18}O est remarquablement homogène (Figures (10-10(b)) et (10-11(b))). Il n'y a apparemment pas de retard du soluté par rapport à l'eau : le front de soluté atteint entre 40 mm et 50 mm de profondeur pour les deux essais Surface1 et Surface2. Cependant, pour une même durée d'infiltration (environ 8000 s), la diminution de la concentration en ^{18}O est plus brutale pour l'essai Surface 1 (Figure (10-10(b)) que pour l'essai Surface2 où le soluté diffuse plus en profondeur (Figure (10-11(b))).

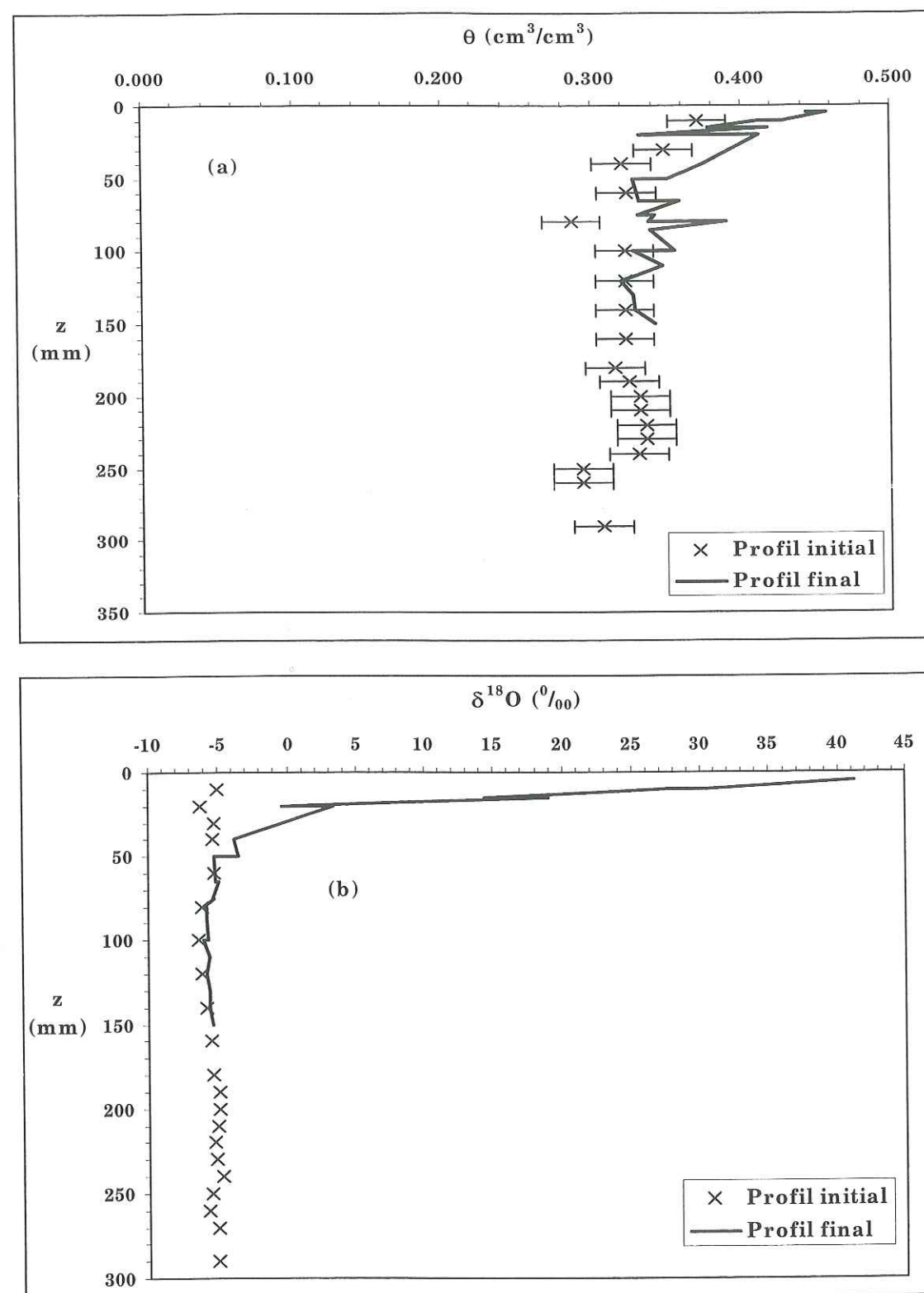


Figure 10-10 : Profil de teneur volumique en eau (a) et de concentration en ^{18}O (b) initiaux et à l'issue de l'essai Surface1 (assimilé à un essai sur croûte sédimentaire). Les barres d'erreur apparaissant sur le profil initial de teneur volumique en eau correspondent à l'écart-type calculé sur l'ensemble des valeurs de θ_{ini} .

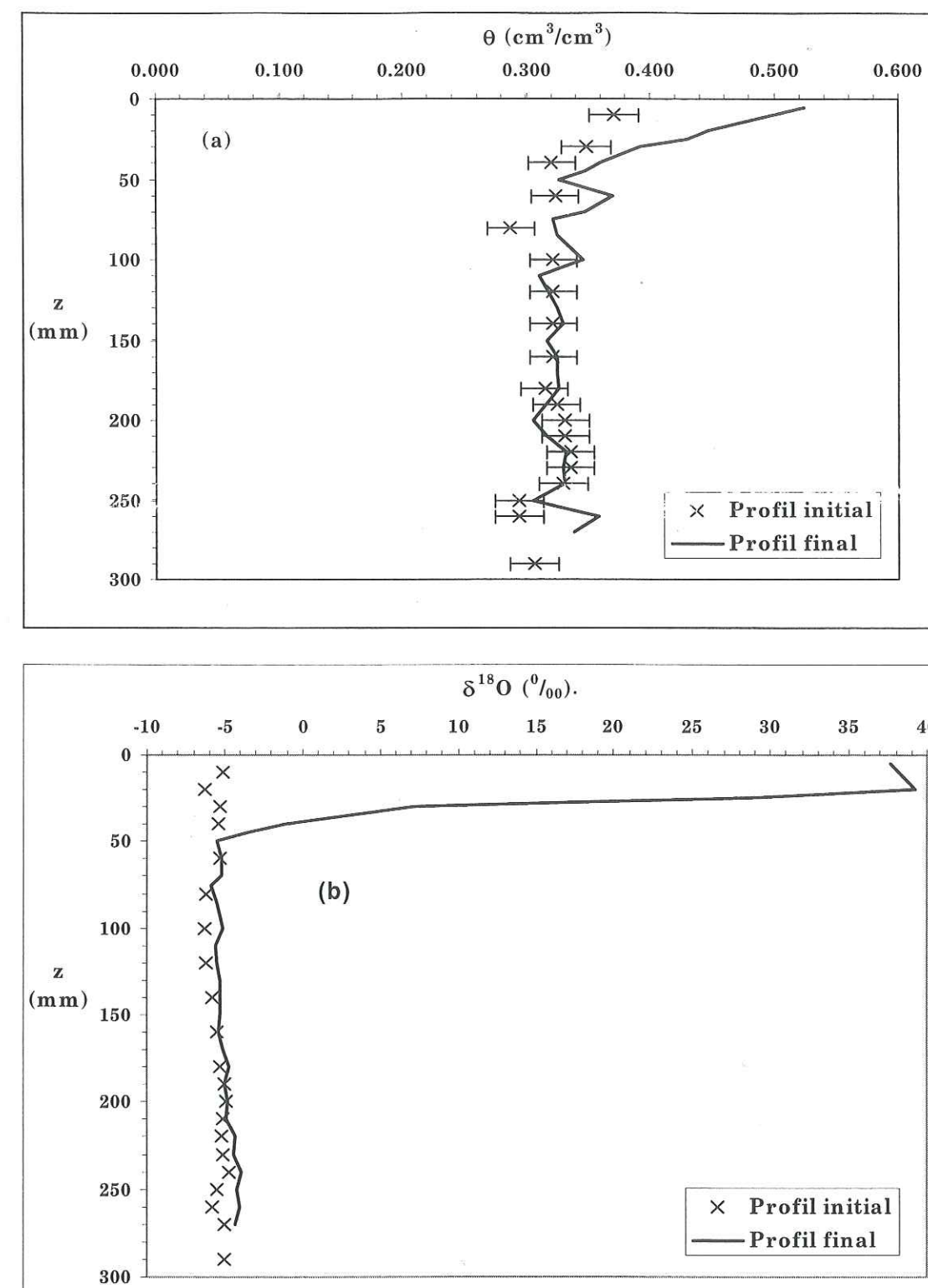


Figure 10-11 : Profil de teneur volumique en eau (a) et de concentration en ^{18}O (b) initiaux et à l'issue de l'essai Surface2 (croûte structurale). Les barres d'erreur apparaissant sur le profil initial de teneur volumique en eau correspondent à l'écart-type calculé sur l'ensemble des valeurs de θ_{ini} .

10-3-4-b. Calcul de la fraction d'eau mobile

Les données nécessaires pour le calcul de la fraction d'eau mobile sont disponibles pour les essais Surface1 et Surface2, SSJ1, et pour les trois essais sur la semelle de labour. Dans tous les cas, le volume d'échantillonnage concerne les premiers millimètres de la surface d'infiltration. Pour les essais Surface1 et Surface2, ce sera donc effectivement la croûte sédimentaire et la croûte structurale qui seront caractérisées. Les valeurs de f estimées à partir de la méthode MoT présentée au chapitre (5) sont données dans le tableau (10-9).

Tableau 10-9 : Fraction d'eau mobile pour les trois horizons de la parcelle peu dégradée. Les incertitudes relatives ont été calculées à partir de l'équation (9-1).

Essai	Surface1 (Croûte sédimentaire)	Surface2 (Croûte structurale)	SSJ1	Semelle1	Semelle2	Semelle3
f	0.924 (27%)	0.847 (14%)	0.507 (6%)	0.793 (34%)	0.751 (29%)	0.895 (52%)

La première condition d'applicabilité de la méthode MoT pour le calcul de f concerne la lame de solution infiltrée, ($I_{sol} > \lambda/2$ si $f < 0.70$ et $I_{sol} > \lambda$ si $f > 0.70$). On choisit comme valeur défavorable de la dispersivité $\lambda = 10$ mm, à partir de références de la littérature. La lame de solution infiltrée I_{sol} varie entre 11.3 mm et 50.2 mm pour les essais concernés (les valeurs de I_{sol} sont données en Annexe (A13)). La première condition nécessaire au calcul de f par la méthode MoT est donc respectée.

La deuxième condition pour la détermination de la fraction d'eau mobile (qui suppose que les échanges de soluté entre les fractions d'eau mobile et immobile sont faibles) a donc été utilisée pour estimer l'incertitude relative sur f qui apparaît dans le tableau (10-9), à partir de l'équation (9-1).

Les valeurs de f pour les croûtes de surface sont relativement élevées, ce qui signifie qu'il y a peu d'eau piégée en surface du sol pour les cas étudiés. La fraction d'eau mobile pour la croûte sédimentaire ($f = 0.924$) est plus importante que pour la croûte structurale ($f = 0.847$). Ceci peut expliquer que le soluté diffuse plus en profondeur pour l'essai Surface2, par rapport à l'essai Surface1 (voir paragraphe précédent). Pour le cas particulier de la croûte structurale, la valeur importante de la fraction d'eau mobile peut être associée au phénomène de fusion des agrégats, qui a pour conséquence une meilleure interconnexion du réseau poral.

Dans le sol sous-jacent la valeur de la fraction d'eau mobile est relativement faible ($f = 0.507$ pour l'essai SSJ1). Si on retient l'hypothèse que la coalescence des agrégats favorise l'interconnexion du réseau poral, cela signifie que l'essai SSJ1 a été mené sur un lit de semence très peu effondré, et dont la structure a peu varié entre le travail du sol et les essais d'infiltration. Cela peut correspondre au cas du sol sous une croûte sédimentaire, qui aurait été protégé de la battance et de la coalescence par la croûte. À l'opposé, le sol sous une croûte structurale est "pris en masse", et s'effondre sur une profondeur pouvant aller jusqu'à la semelle de labour.

Pour les essais Semelle1 et Semelle2, la quantité d'eau immobile atteint 21% et 25% du volume total d'eau. Ce résultat est dû au colmatage du réseau poral, provoqué par le lissage de cet horizon. La fraction d'eau mobile pour l'essai Semelle3 ($f = 0.895$) est plus importante que pour les autres essais sur la semelle, ce qui peut s'expliquer par la mise en évidence, pour cet essai, de la présence de macropores sous la surface d'infiltration (voir paragraphe (10-3-3-a)). Cependant l'incertitude sur cette valeur est importante (52%), et liée à une quantité de solution infiltrée trop importante pour que la condition de non échange à la fin de l'infiltration entre les régions d'eau mobile et immobile soit correcte.

10-3-4-c. Estimation du coefficient de dispersion

Le coefficient de dispersion sera déterminé à partir du profil de concentration obtenu à l'issue de l'essai d'infiltration Surface2, comme il est décrit dans le chapitre (5). Pour cet essai, l'incertitude d'estimation de la fraction d'eau mobile est inférieure à 15%, et la profondeur de sol concernée par l'infiltration est supposée homogène, puisqu'il s'agit d'une croûte structurale.

L'ajustement de la solution analytique du transport sur le profil expérimental de concentration (méthode MoT pour l'estimation de D , voir chapitre (5)) suppose que le régime d'écoulement de l'eau est permanent. Les temps caractéristiques de l'écoulement de l'eau (donnés en annexe (A12)) pour l'essai Surface2 sont tels que $t_{sol} > t_{grav} > t_{geomod}$. D'autre part, le temps de stabilisation t_{stab} définissant la durée du régime transitoire est relativement faible ($t_{stab} = 620$ s) comparativement aux temps géométrique modifié ($t_{geomod} = 5400$ s) et au temps gravitaire ($t_{grav} = 5400$ s). L'hypothèse du régime d'écoulement permanent est donc admise.

Il s'agit donc maintenant de déterminer la valeur du flux d'infiltration à utiliser dans la solution analytique du transport pour simuler le profil de concentration de l'essai

Surface2. Telle qu'elle a été présentée dans le chapitre (5), la méthode MoT pour l'estimation de D considère que le flux d'infiltration sous l'axe du disque (c'est à dire dans le volume d'échantillonnage) est q_{stab} , le flux d'infiltration en régime d'écoulement quasi-permanent, mesuré à l'issue de l'essai d'infiltration. Or la simulation numérique de l'écoulement de l'eau menée au paragraphe (10-3-3-b) pour un essai particulier (essai Surface1) a montré que le flux d'infiltration sous l'axe du disque, q_{stab1D} , était tel que $q_{stab} = 2 \times q_{stab1D}$. Deux démarches seront donc adoptées ici pour simuler le profil de concentration sous l'axe du disque à l'issue de l'essai d'infiltration Surface2 :

- on émet l'hypothèse que pour l'essai Surface2 le rapport entre le flux mesuré à l'issue de l'infiltration, et le flux sur l'axe du disque est le même que pour l'essai Surface1. Dans ce cas $q_{stab} = 2 \times q_{stab1D}$, et puisque le flux d'infiltration mesuré à l'issue de l'essai Surface2 est $q_{stab} = 3.2 \times 10^{-3}$ mm/s, la valeur du flux d'infiltration sous l'axe du disque sera telle que $q_{stab1D} = 1.59 \times 10^{-3}$ mm/s. Cette valeur sera utilisée dans la solution analytique du transport, ajustée sur le profil expérimental de concentration pour l'estimation de D .
- on suppose que le flux d'infiltration sur l'axe du disque n'est pas connu, et q_{stab1D} sera un paramètre à ajuster, au même titre que le coefficient de dispersion D .

Les profils de concentration ajustés sur les points expérimentaux pour chacun des cas (i) et (ii) sont représentés sur la figure (10-12). Les valeurs du coefficient de dispersion et du flux sous l'axe du disque correspondant ajustée sont donnés dans le tableau (10-10).

Chacune des deux démarches (i) et (ii) mises en œuvre conduit à un bon ajustement du profil modélisé sur le profil expérimental (Figure (10-12)). Les profils ajustés sont très peu différents et conduisent à des valeurs de q_{stab1D} et D du même ordre de grandeur pour les deux cas (i) et (ii) (Tableau (10-10)). Cela permet d'accepter l'hypothèse $q_{stab} = 2 \times q_{stab1D}$ pour le cas particulier de l'essai Surface2.

Il a de plus été vu au chapitre (5) que l'incertitude d'estimation sur le coefficient de dispersion était supérieure à 30% si le nombre adimensionnel $Pe \times T$ (équation (8-5)) est tel que $Pe \times T \in [8; 12]$. $Pe \times T$ dépend de la lame de solution infiltrée I_{sol} , de la teneur volumique en eau mobile θ_m , et de la dispersivité λ .

Quand la diffusion moléculaire est négligeable devant la dispersion hydrodynamique, la dispersivité est telle que $\lambda = D/v_m$ (équation (2-38)). Cependant, le coefficient de

dispersion estimé ici ($D = 8.61 \times 10^{-4}$ mm²/s) est de l'ordre de grandeur du coefficient de diffusion moléculaire de l'Oxygène 18 dans l'eau libre ($D_0 = 1.6 \times 10^{-3}$ mm²/s). Cela signifie qu'à la vitesse moyenne d'écoulement considérée ici ($v_m = 0.14$ mm/s, équation (2-36)) les effets diffusifs ne sont pas négligeables devant les effets dispersifs. Il n'est donc pas possible d'estimer la dispersivité λ à partir de l'équation (2-38), et donc de conclure sur la précision de l'estimation du coefficient de dispersion D .

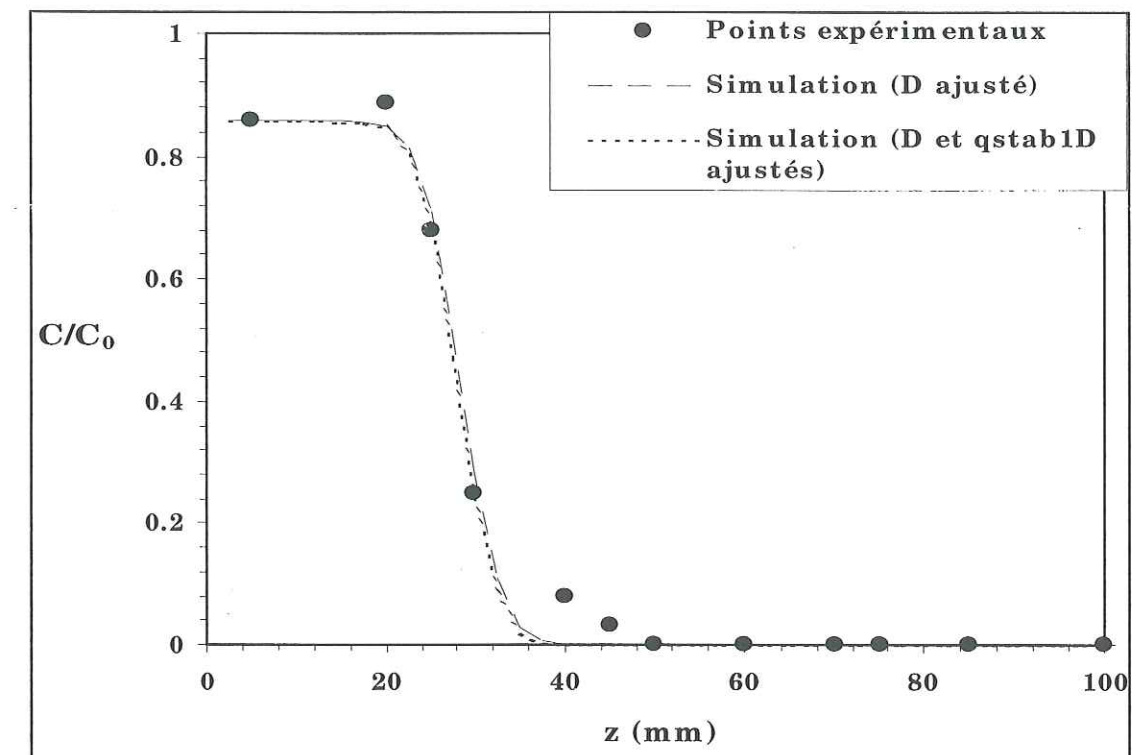


Figure 10-12 : Profils de concentration sous l'axe du disque mesuré et simulé pour chacun des cas (i) et (ii), à l'issue de l'essai Surface2.

Tableau 10-10 : Valeurs des paramètres issus de l'ajustement de la solution analytique du transport sur le profil de concentration expérimentale pour l'essai Surface2.

	q_{stab1D} (mm/s)	D (mm ² /s)
Cas (i)	1.59×10^{-3} (= $q_{stab}/2$)	8.61×10^{-4} (ajusté)
Cas(ii)	1.57×10^{-3} (ajusté)	8.33×10^{-4} (ajusté)

10-4. COMPARAISON DE L'INFILTRABILITE DU SOL EN FONCTION DU STADE DE FORMATION DES CROUTES DE SURFACE

Le stade de développement des croûtes de la parcelle dégradée est plus avancé que celui des croûtes de la parcelle peu dégradée, puisque dans ce dernier cas le sol a été partiellement protégé de l'érosion. Pour estimer l'infiltrabilité des croûtes structurales et sédimentaires suivant leur stade de formation nous avons représenté sur la figure (10-13) les infiltrations cumulées obtenues à partir des essais sur les bosses et les creux de la parcelle dégradée, et celles obtenues pour les essais sur la surface de la parcelle dégradée. Il est ainsi possible de comparer l'infiltrabilité sur :

- les croûtes sédimentaires bien développées (essais "Creux" de la parcelle dégradée),
- les croûtes sédimentaires moins développées (essai "Surface1" de la parcelle peu dégradée),
- les croûtes structurales bien développées (essais "Bosses" de la parcelle dégradée),
- les croûtes structurales moins développées (essai "Surface2" de la parcelle peu dégradée).

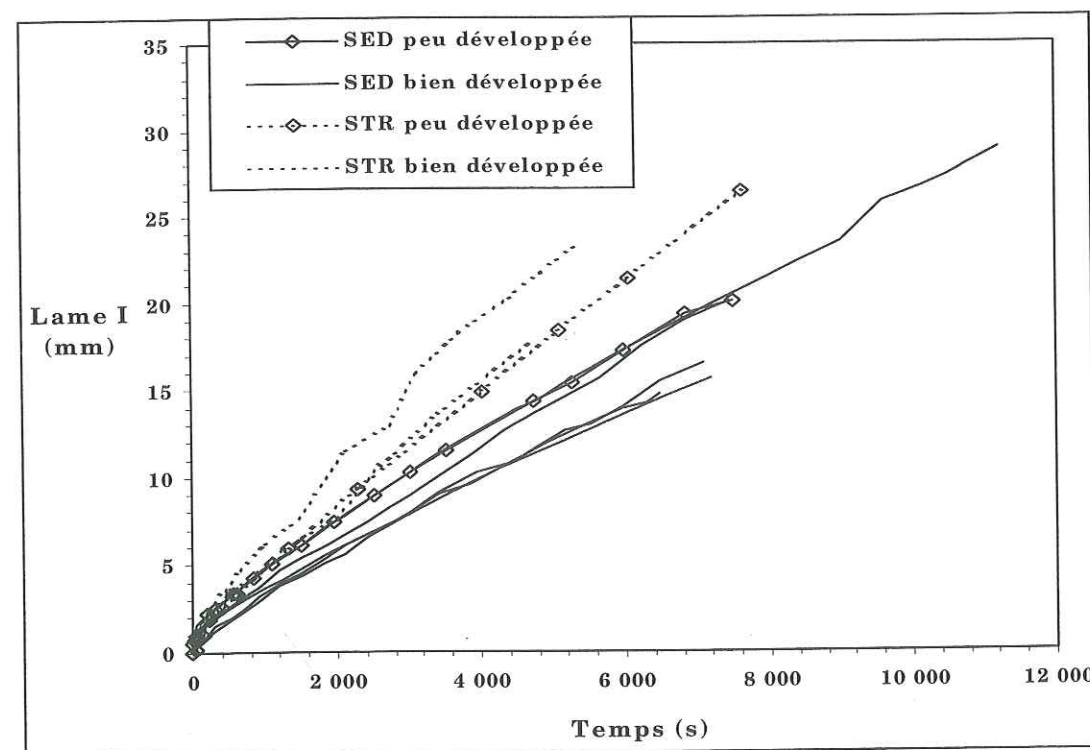


Figure 10-13 : Lames infiltrées en fonction du temps obtenues à partir des essais sur les croûtes sédimentaires (SED) et structurales (STR) plus ou moins développées ($h_0 = -10$ mm).

Quelque soit leur stade de développement, l'infiltrabilité sur les croûtes sédimentaires est plus faible que sur les croûtes structurales.

D'autre part, l'écart entre l'infiltration cumulée sur les **croûtes sédimentaires** plus ou moins développées est de l'ordre de la variabilité existant entre les lames infiltrées sur les croûtes sédimentaires bien développées. Il n'y a donc pas *a priori* de différence de comportement entre les croûtes sédimentaires suivant leur stade de développement. Cependant, l'infiltrabilité des croûtes sédimentaires dépend fortement de leur **épaisseur**. Ce facteur peut être déterminé à partir de l'observation des lames minces, et sera discuté dans la paragraphe suivant.

La différence entre l'infiltrabilité des **croûtes structurales** de chacune des parcelles n'est pas significative. Cependant, les caractéristiques hydrodynamiques K_0 et S_0 , et la taille moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels (voir paragraphes (10-2-2) et (10-3-3), qui sont résumées dans le tableau (10-11), sont plus élevées pour la croûte structurale peu développée. Dans ce dernier cas où la surface du sol a été exposée à la battance sur une période plus courte que dans le cas de la parcelle dégradée, la coalescence des agrégats est moins avancée et l'effondrement du sol moins important. Cette différence entre la structure des croûtes structurales plus ou moins développées peut avoir pour conséquence la variation de comportement hydrodynamique observée.

Les masses volumiques sèches des croûtes suivant leur stade de développement devrait également traduire ce phénomène. Cependant, pour les croûtes structurales de la parcelle peu dégradée, $\rho_d = 1.401$ g/cm³ (tableau (10-4)) et $\rho_d = 1.301$ g/cm³ pour les croûtes structurales de la parcelle dégradée (tableau (10-5)), alors que l'on devrait avoir $\rho_d(\text{dégradée}) > \rho_d(\text{peu dégradée})$. Cela peut s'expliquer par le fait qu'en surface de la parcelle peu dégradée, les croûtes structurales ne sont pas aisément identifiables. Il se peut donc que les prélèvements en cylindres effectués pour la parcelle peu dégradée ne correspondent pas exactement à une croûte structurale.

Tableau 10-11 : Caractéristiques hydrodynamiques des croûtes structurales suivant leur stade de développement.

	Croûte structurale peu développée	Croûte structurale bien développée
K_0 (mm/s)	2.29×10^{-3}	6.75×10^{-4}
S_0 (mm/s ^{1/2})	8.08×10^{-2}	4.30×10^{-2}
λ_m (mm)	0.628	0.105

10-5. APPORT DES LAMES MINCES

Les lames minces obtenues à partir du prélèvement de cylindres de sol non remaniés aux points d'infiltration ou à proximité ont été utiles pour confirmer ou infirmer certaines hypothèses émises dans paragraphes précédents. Dans un premier temps, l'observation à la loupe binoculaire des lames minces, avec la collaboration de Louis-Marie Bresson (INRA Grignon - INAPG, Thiverval-Grignon) a permis de tirer les conclusions suivantes :

- l'observation des **croûtes sédimentaires** a montré que le sol sur lequel ont été menées les expérimentations est **pauvre en argile**. De plus, les **microlits argileux** présents dans ce type de croûtes ne sont pas formés de particules élémentaires d'argile, mais de micro-agrégats argileux. Les croûtes sédimentaires sont ainsi plus perméables.

D'autre part la **structure des croûtes sédimentaires** montre peu de variation entre la parcelle peu dégradée et la parcelle dégradée, ce qui devrait entraîner une faible différence de comportement hydrodynamique entre les croûtes sédimentaires ayant un stade de développement plus ou moins avancé. C'est donc uniquement l'épaisseur de ces croûtes qui joue un rôle déterminant sur l'infiltration : pour la parcelle dégradée, deux prélèvements de sol sur des croûtes sédimentaires pour l'analyse de lames minces ont montré que leur épaisseur e (mesurée au centre de la dépression) était telle que $e = 6$ mm et $e = 10$ mm. Le prélèvement sur la croûte sédimentaire de l'essai Surface1 de la parcelle peu dégradée a montré que $e = 7$ mm. Cela peut expliquer pourquoi on n'observe pas de différence notable entre l'infiltrabilité

des croûtes sédimentaires suivant leur stade de développement (Figure (10-13)).

- le **lit de semences** apparaît effectivement très **effondré et faiblement macroporeux**. Ces deux observations peuvent expliquer la faible diminution de conductivité hydraulique entre le sol sous-jacent et la croûte sédimentaire de la parcelle peu dégradée, et le peu de différences existant entre le comportement hydrodynamique du sol sous-jacent et de la semelle de labour comme il a été vu aux paragraphes (10-3-3-b).
- sur la **semelle de labour**, on peut noter la présence de macropores continus sur une longueur pouvant aller jusqu'à 35 mm. Cette particularité du réseau poral augmente la capacité d'infiltration de la semelle de labour.

Dans un deuxième temps, des images obtenues par rayonnement X ont été tirées de lames minces. Ces images ont été calibrées par Louis-Marie Bresson pour la détermination de la masse volumique sèche, suivant le protocole décrit dans **Bresson et Moran (1998)**.

Comparativement aux résultats obtenus par prélèvements de cylindres de sol non remaniés, cette méthode présente l'avantage de pouvoir donner la masse volumique sèche des croûtes. D'autre part, elle permet d'avoir accès à la masse volumique sèche des volumes de sol *exactement* concernés par l'infiltration, contrairement aux résultats mesurés à partir des cylindres de sol non remanié prélevé à *proximité* des points d'infiltration. Les valeurs estimées correspondant aux essais pour lesquels une image des lames minces était disponible sont données dans le tableau (10-12), à l'exception du prélèvement de la semelle de labour qui a été effectué à proximité des essais.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

30 AOÛT 2003

Tableau 10-12 : Masses volumiques sèches (exprimées en g/cm^3) estimées à partir des lames minces et des prélèvements de cylindres de sol non remaniés (SSJ = Sol Sous-Jacent).

Essai			Rayons X	Cylindre
Parcelle dégradée	Creux1	Croûte + SSJ	1.430	1.285
		Croûte sédimentaire	1.451	
		SSJ	1.427	
	Creux5	Croûte + SSJ	1.425	1.285
		Croûte sédimentaire	1.450	
		SSJ	1.410	
	Creux6	Croûte + SSJ	1.315	1.301
		Croûte sédimentaire	1.632	
		SSJ	1.306	
Parcelle peu dégradée	Surface1	Croûte + SSJ	1.445	1.401
		Croûte sédimentaire	1.329	
		SSJ	1.446	
	SSJ1	SSJ	1.459	1.466
	SSJ2	SSJ	1.740	1.466
	Semelle	SSJ	1.555	1.620

Deux remarques sont à déduire de ces résultats :

- ① les masses volumiques sèches estimées à partir des prélèvements sur cylindre ne concordent pas avec les valeurs calculées sur les lames minces issues de prélèvements à la verticale des essais d'infiltration dans trois cas sur sept. Cependant, la sous estimation de p_d a peu d'influence sur l'évaluation des paramètres hydrodynamiques.
- ② Pour la parcelle dégradée, la masse volumique sèche des croûtes apparaît plus importante que celle du sol sous-jacent, ce qui n'est pas le cas pour la parcelle peu dégradée. D'autre part, le sol sous-jacent est plus dense dans le cas de la parcelle peu dégradée. Cela signifie qu'il est plus effondré que

lorsque la dégradation du sol en surface est avancée. Il serait ainsi intéressant de vérifier si la coalescence des agrégats en profondeur est limitée par la présence d'une croûte sédimentaire bien développée en surface.

10-6. RESUME ET CONCLUSIONS

Les méthodes de caractérisation hydrodynamique TL et hydrodispersive MoT (Chapitre (4) et (5), associées un modèle numérique d'écoulement d'eau en milieu stratifié et à l'observation du réseau poral sur lames minces a permis de décrire le fonctionnement du profil hétérogène de surface d'un sol cultivé soumis à la battance.

Dans un premier temps, les caractéristiques hydrodynamiques des croûtes sédimentaires n'ont pas révélé de variabilité suivant leur stade de développement. Cependant, l'influence des croûtes de surface sur le comportement hydrodynamique global du sol est liée à leur épaisseur, qui ne présentait pas de variation significative ici. D'autre part, la différence entre l'infiltrabilité des croûtes structurales et des croûtes sédimentaires relativement peu importante est liée à leur structure : les particules d'argile présentes dans les croûtes sédimentaires sont agrégées, ce qui tend à les rendre moins imperméables que si elles étaient libres, et la perte de porosité entraînée par la fusion des agrégats sur les croûtes structurales limite la perméabilité de ces dernières.

Ce phénomène concerne également le lit de semence dont la masse volumique sèche, mesurée à partir de prélèvements de cylindres et estimée à partir d'images de lames minces aux rayons X calibrées, est relativement élevée. Cela peut expliquer pourquoi il y a peu de différence de comportement hydrodynamique entre les croûtes sédimentaires et le sol sous-jacent d'une part, et entre la semelle de labour et le lit de semences d'autre part. Ce dernier résultat est également lié à la présence dans la semelle de labour, de macropores continus, qui n'ont pas été colmatés par le travail du sol.

L'analyse des essais d'infiltration d'eau tracée a montré que la teneur en eau mobile du sol sous-jacent était faible, comparativement à celle des croûtes structurales, alors que ces deux profondeurs sont affectées par la coalescence des agrégats. Nous avons émis l'hypothèse ici que le sol sous-jacent sur lequel ont été menés les essais d'infiltration avait été protégé de la battance par une croûte sédimentaire. Il en résulte que la fusion des agrégats est moins avancée, et la teneur en immobile, piégée à l'intérieur des agrégats est

importante. A l'opposé, dans la croûte structurale, la coalescence améliore l'interconnexion du réseau poral.

L'estimation du coefficient de dispersion à partir d'un essai sur croûte structurale a montré une des limites de la méthodologie proposée au chapitre (5) : la connaissance du flux d'infiltration sous l'axe du disque est nécessaire pour évaluer le coefficient de dispersion. Cette grandeur n'étant pas accessible à la mesure, elle devra être ajustée au même titre que le paramètre D .

Conclusions

L'infiltrométrie sous pression contrôlée, couplée à l'utilisation de traceurs de l'écoulement de l'eau, est un outil efficace pour la détermination des paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs du sol. Elle présente de plus l'avantage d'être simple de mise en œuvre, en particulier sur le terrain.

La formulation la plus simple possible du problème d'écoulement de l'eau a été imposée comme contrainte. Deux méthodes d'analyse pour la caractérisation hydrodynamique des sols par infiltrométrie ont ainsi été présentées et discutées. La première étudie le régime transitoire de l'écoulement de l'eau, et permet ainsi de s'affranchir des contraintes liées à l'utilisation des méthodes classiques d'analyse en régime permanent. La seconde analyse les temps longs de l'infiltration, plus simplement et plus rigoureusement que les méthodes classiques, fondées sur l'équation de **Wooding** (1968).

Dans le même esprit de simplification du problème du transport de soluté, c'est la méthodologie mono-traçage de caractérisation hydrodispersive par infiltrométrie qui a été utilisée ici, en raison de sa relative simplicité de mise en œuvre, par rapport à la méthode multi-traçage. Elle permet l'estimation de la fraction d'eau mobile, f , qui est le paramètre ayant le plus d'influence sur le transport des solutés. Une méthode d'estimation fondée sur la méthode mono-traçage a d'autre part été proposée pour estimer le coefficient de dispersion. Elle utilise les résultats de l'estimation de f , et la solution analytique monodimensionnelle du transport du soluté, de telle sorte que le coefficient de dispersion soit le seul paramètre à ajuster sur les données expérimentales, issues de l'échantillonnage sur l'axe du disque.

L'application des méthodes d'analyse sur des données générées numériquement a permis de préciser le domaine de validité des méthodes, en fonction de l'état initial du sol, de ses propriétés vis à vis de l'écoulement de l'eau et du transport de soluté, et de la géométrie de l'appareil.

Les temps caractéristiques de l'écoulement de l'eau, calculés à partir des caractéristiques hydrodynamiques, ont ainsi été introduits. Ils définissent la durée d'infiltration nécessaire pour approcher le régime d'écoulement permanent, le temps d'apparition des effets gravitaires sur le volume d'eau infiltré, et le temps d'apparition des effets capillaires latéraux, liés à la géométrie de l'écoulement. Des intervalles de validité de chacune des deux méthodes d'analyse de caractérisation hydrodynamique (aux temps longs et aux temps courts), déterminés à partir de ces temps caractéristiques, ont été proposés. D'autre part, une estimation des incertitudes sur les paramètres estimés a été définie.

Les temps caractéristiques de l'écoulement de l'eau ont également été utilisés pour vérifier l'hypothèse d'écoulement permanent nécessaire à l'application de la méthode monotraçage. Les autres conditions d'applicabilité de la méthode pour l'estimation de f ont été déterminées à partir de la lame de solution infiltrée, et de la dispersivité du milieu. Si elles sont vérifiées, il est possible de calculer l'incertitude d'estimation de la fraction d'eau mobile. L'hypothèse nécessaire à la détermination du coefficient de dispersion a été écrite en fonction du nombre adimensionnel $PexT$, qui dépend de la lame de solution infiltrée, de la dispersivité, et de la teneur en eau mobile.

L'étude des méthodes de caractérisation hydrodynamique sur données simulées a en outre permis de comparer les méthodes d'analyse aux temps longs et aux temps courts. Il s'est ainsi avéré que la méthode d'analyse aux temps longs, quand ses conditions d'application étaient respectées, fournissait des estimations de la conductivité hydraulique plus précises que la méthode aux temps courts. D'autre part, elle limite les effets de l'hypothèse de conductivité hydraulique initiale nulle, émise dans la majorité des cas expérimentaux, par rapport à la méthode aux temps courts. Enfin, son utilisation est conseillée pour la caractérisation des écoulements à saturation, et lorsque les disques de petite taille sont utilisés. En effet, dans ces deux cas de figure la durée du régime transitoire est trop faible pour permettre l'application de la méthode aux temps courts.

Trois sols ont été caractérisés *in situ* à partir de cette méthode d'analyse. La porosité bimodale des deux premiers induit une forte augmentation des caractéristiques hydrodynamiques à l'approche de la saturation, et crée ainsi des écoulements préférentiels, dépendants des conditions aux limites, et ayant une influence déterminante sur le

transport du soluté. En effet, la forte variation de la fraction d'eau mobile traduit l'activation dans l'écoulement des macropores à l'approche de la saturation.

D'autre part, le mode d'échantillonnage appliqué à ces essais a permis de mettre en évidence la variabilité spatiale à petite échelle sous le disque. Une longueur de corrélation des grandeurs mesurées a été déterminée, afin d'optimiser l'échantillonnage. Il est également apparu que le contact entre le disque et la surface du sol était mieux assuré sur la périphérie du disque, plutôt qu'au centre. Cependant, l'hypothèse d'écoulement monodimensionnel étant nécessaire à la caractérisation hydrodispersive, le sol sera échantillonné sur l'axe du disque.

La deuxième étude *in situ* portait sur un sol fortement soumis à l'encroûtement, ayant pour conséquence la formation en surface de croûtes structurales et sédimentaires.

L'analyse des essais d'infiltrométrie, complétée par l'observation de lames minces et couplée à une étude numérique de l'infiltration dans le système croûte/sol sous-jacent a permis de mettre en évidence le caractère très effondré du lit de semences, qui limite les différences de comportement hydrodynamique entre les croûtes de surface et le sol sous-jacent. Il est d'autre part apparu que la semelle de labour n'était pas aussi imperméable qu'il était supposé, du fait de la présence de macropores fauniques et racinaires non colmatés par le travail du sol.

La fraction d'eau mobile calculée pour chacune des profondeurs du sol hétérogène (croûtes de surface, sol sous-jacent, semelle de labour) reflète leur structure. Les croûtes sédimentaires contiennent peu d'eau immobile. La fraction d'eau mobile des croûtes structurales est plus importante que pour le lit de semence. Cela peut correspondre au cas où le phénomène de coalescence des agrégats aurait moins affecté le lit de semences que la croûte structurale. Nous avons ainsi émis l'hypothèse que le lit de semences est "protégé" de la coalescence par la croûte sédimentaire présente à sa surface. Cette hypothèse pourrait être vérifiée en caractérisant systématiquement le sol sous-jacent sous les croûtes sédimentaires, et sous les croûtes structurales.

Enfin, la condition d'applicabilité pour l'estimation du coefficient de dispersion (relative au nombre adimensionnel $PexT$) est apparue très restrictive dans les exemples d'applications des méthodes. Cette méthode a de plus montré ses limites : d'une part elle n'est pas applicable aux sols hétérogènes, et d'autre part elle nécessite d'ajuster, en même temps que le coefficient de dispersion, le flux d'infiltration sur l'axe du disque.

La méthode d'analyse du coefficient de dispersion mériterait ainsi d'être développée, notamment en associant méthodes analytique et numérique. L'objectif serait le couplage entre dispersion hydrodynamique et taille de pores hydrauliquement fonctionnels, dans l'esprit de l'analyse de **Pfannkuch** (1963), mais en milieu non saturé. Cette démarche permettrait de déterminer la dispersion hydrodynamique, à partir de la taille moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels, et de la vitesse de pore.

Pour que la caractérisation hydrodispersive soit complète, il est nécessaire de développer les méthodes de caractérisation du coefficient d'échange entre les régions d'eau mobile et immobile. Il pourrait s'agir d'infiltrer successivement deux solutions ayant le même comportement vis à vis du transport. Il serait ainsi possible d'accéder au coefficient d'échange en étudiant la redistribution du soluté. Cette démarche peut être appliquée dans un premier temps au laboratoire, sur des sols dont les propriétés sont connues.

Les illustrations de l'utilisation de la méthode d'analyse développée dans le cadre de ce travail, dans deux classes de problèmes expérimentaux montrent que l'analyse théorique des méthodes est indispensable pour que le problème soit traité "proprement", mais pas suffisante. Il faut en effet lui adjoindre une analyse fine des situations expérimentales : variabilité spatiale horizontale, contact entre le sol et le disque, hétérogénéité verticale..., qui relèvent de problèmes "naturalistes", qu'aucune analyse théorique ne pourra contraindre. La répétition des mesures est par conséquent indispensable, ainsi qu'une analyse systématique de l'applicabilité des hypothèses émises dans l'application théorique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aboujaoudé, A., Belleudy, Ph., and Vauclin, M., 1991.** A numerical study of infiltration through crusted soils : flat and other surface configurations. *Soil Tech.* 4 : 1-18.
- Ambroise, B., 1995.** Topography and the water cycle in a temperate middle mountain environment : the need for interdisciplinary experiments. *Agr. Forest Met.*, 73 : 217-235.
- Ambroise, B., 1998.** Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1-Processus et facteurs. *Revue des Sciences de l'Eau*, 4 : 471-495.
- Angulo-Jaramillo, R., Gaudet, J.P., Thony, J.L., and Vauclin, M., 1996.** Measurement of hydraulic properties and mobile water content of a field soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60 : 710-715.
- Angulo-Jaramillo, R., Vandervaere, J.P., Roulier, S., Thony, J.L., Gaudet, J.P., and Vauclin, M., 1999.** Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers : review and recent developments. *Soil and Tillage Research*. In press.
- Ankeny, M.D., Ahmed, M., Kaspar, C., and Horton, R., 1991.** Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55 : 467-470.
- Auzet, A.V., Boiffin, J., Papy, F., Ludwig, B., and Maucorps, 1993.** Rill erosion as a function of the characteristics of cultivated catchments in the north of France. *Catena*, 20 : 41-62.
- Auzet, A.V., Boiffin, and Ludwig, B., 1995.** Concentrated flow erosion in cultivated catchments : influence of soil surface state. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20 : 759-767.
- Auzet, A.V., Angulo-Jaramillo, R., Ambroise, B., and Vauclin, M., 1997.** Tension disk infiltrometry evaluation of the hydraulic conductivity near saturation of organic and coarse-textured soils on granites. In "Characterization and measurement of the hydraulic

properties of unsaturated porous media", R. Van Genuchten Ed., University of California, In press.

Bastos-Quadri, M., 1993. L'infiltration multi-disques pour la caractérisation hydro-dispersive des sols non saturés. *Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier-Grenoble I*, 218 p.

Benson, C.F., and Bowman, R.S., 1994. Tri- and tetrafluorobenzoates as nonreactive tracers in soil and groundwater. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58 : 1123-1129.

Beven, K., and Germann, P., 1982. Macropores and water flow in soils. *Water resour. Res.*, 18(5) : 1311-1325.

Bielders, C.L., Baveye, P., Wilding, L.P., Drees, L.R., and Valentin, C., 1996. Tillage-induced spatial distribution of surface crusts on a sandy paleustult from Togo. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60 : 843-855.

Biron, P., 1994. Le cycle de l'eau en forêt de moyenne montagne : flux de sève et bilans hydriques stationnels (bassin versant du Strengbach à Aubure - Hautes Vosges). *Thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur-Strasbourg I*, 244 p.

Boast, C.W., 1973. Modeling the movement of chemicals in soils by water. *Soil Sci.*, 115(3) : 224-230.

Boiffin, J., Papy, F., and Eimberck, M., 1988. Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. I. Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion. *Agron.*, 8(8) : 663-673.

Bresson, L.M., and Boiffin, J., 1990. Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma*, 47 : 301-325.

Bresson, L.M., and Moran, C.J., 1998. High-resolution bulk density images, using calibrated X-ray radiography of impregnated soil slices. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62 : 299-305.

Bond, W.J., and Wierenga, P.J., 1990. Immobile water during solute transport in unsaturated sand columns. *Water Resour. Res.*, 26(10) : 2475-2481.

Bowman, R.S., 1984. Evaluation of some new tracers for soil water studies. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48 : 987-993.

Brooks, R.H., and Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Paper 3. Colorado State University, Fort Collins*.

Brusseau, M.L., and Rao, P.S.C., 1990. Modeling solute transport in structured soils : a review. *Geoderma*, 46 : 169-192.

Brusseau, M.L., 1993. The influence of solute size, pore water velocity, and intraparticle porosity on solute dispersion and transport in soil. *Water Resour. Res.*, 29(4) : 1071-1080.

Brutsaert, W., 1976. The concise formulation of diffusive sorption of water in a dry soil. *Water Resour. Res.*, 12(6) : 1118-1124.

Burdine, N.T., 1953. Relative permeability calculation from size distributions data. *Trans. AIME*, 198 : 71-78.

Caron, X., 1996. Evolution saisonnière des paramètres hydrodynamiques d'un versant sahélien. *Rapport de stage de de l'Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique et de Mécanique de Grenoble*, 36p.

Casey, F.X.M., Logsdon, S.D., Horton, R., and Jaynes, D.B., 1997. Immobile water content and mass exchange coefficient of a field soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61 : 1030-1036.

Charpin, F., et Roulier, S., 1995. Caractérisation hydrodynamique du sable S31. Essais d'infiltration sous pression contrôlée, mono- et tridimensionnelle. *Rapport de stage de Maîtrise de Mécanique, Université Joseph Fourier, Grenoble I*, 26 p.

Chen, C. and Wagenet, R.J., 1992a. Simulation of water and chemicals in macropore soils. Part 1. Representation of the equivalent macropore influence and its effect on soilwater flow. *J. Hydrol.*, 130 : 105-126.

Chen, C. and Wagenet, R.J., 1992b. Simulation of water and chemicals in macopore soils. Part 2. Application of linear filter theory. *J. Hydrol.*, 130 : 127-149.

Clothier, B.E., Sauer, T.J., and Green, S.R., 1988. The movement of amonium nitrate into unsaturated soil during unsteady absorption. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52 : 340-345.

Clothier, B.E., and Smettem, K.R.J., 1990. Combining laboratory and field measurements to define the hydraulic properties of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54 : 299-304.

Clothier, B.E., Kirkham, M.B., and McLean, J.E., 1992. In situ measurement of the effective transport volume for solute moving through soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56 : 733-736.

Clothier, B.E., Heng, L., Magesan, G.N., and Vogeler, I., 1995. The measured mobile water content of an unsaturated soil, as a function of hydraulic regime. *Aust. J. Soil. Res.*, 33 : 397-414.

Coats, K.H., and Smith, B.D., 1964. Dead-end pore volume and dispersion in porous media. *Soc. Pet. Eng. J.*, 4 : 73-84.

Czapar, G.F., Horton, R., and Fawcett, R.S., 1992. Herbicide and tracer movement in soil columns containing an artificial macropore. *J. Environ. Qual.*, 21 : 110-115.

De Smedt, F., Wauters, F., and Sevilla, J., 1986. Study of tracer movement through unsaturated sand. *J. Hydrol.*, 85 : 169-181.

Ellsworth, T.R., Shouse, P.J., Skaggs, T.H., Jobes, J.A., and Fargerlund, J., 1996. Solute transport in unsaturated soil : experimental design, parameter estimation, and model discrimination. *Soil Sci. Soc. Am.*, 60 : 397-407.

Fies, J.C., et Zimmer, D., 1982. Etude expérimentale de modifications de l'assemblage textural d'un matériau sablo-argileux sous l'effet de pressions. Milieux poreux et transferts hydriques. *Bull. du Groupe Français d'Humidité Neutronique, Ed. CEMAGREF, Aix-en-Provence, France*, 12 : 39-54.

Fox, D.M., Le Bissonais, Y., Quétin, P., 1998a. The implications of spatial variability in surface seal hydraulic resistance for infiltration in a mound and depression microtopography. *Catena*, 32 : 101-114.

Fox, D.M., Le Bissonais, Y., Bruand, A., 1998b. The effect of ponding depth on infiltration in a crusted surface depression. *Catena*, 32 : 87-100.

Fuentes, C., Haverkamp, R., and Parlange, J.Y., 1992. Parameter constraints on closed-form soil water relationships. *J. Hydrol.*, 134 : 117-142.

Gardner, W.R., 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, 85 : 228-232.

Gaudet, J.P., Hégat, H., Vachaud, G., and Wierenga, P.J., 1977. Solute transfer with exchange between mobile and stagnant water, through unsaturated sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41 : 665-671.

Gaudet, J.P., 1978. Transferts d'eau et de soluté dans les sols non saturés. Mesures et simulation. *Thèse de Doctorat d'état, Université scientifique et médicale de Grenoble et Institut National Polytechnique de Grenoble*, 246 p.

Gaudet, J.P., Angulo-Jaramillo, R., Thony, J.L., Vauclin, M., Bariac, Th., Huon, S., Ladouche, B., Ambroise, B., et Auzet, A.V., 1995. Mesures in-situ de la fraction immobile de l'eau enrichie en ¹⁸O dans un infiltromètre à succion contrôlée. *Colloque sur les isotopes dans la gestion des ressources en eau. AIEA-SM-336/130P, Vienne, 20-24 mars.*

Gelhar, L.W., Welty, C., and Rehfeldt, K.R., 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resour. Res.*, 28(7) : 1955-1974.

Gonfiantini, R., 1978. Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature*, 271 : 534-536.

Gupta, A., Destouni, G., and Jensen, M.B., 1999. Modelling tritium and phosphorus transport by preferential flow in structured soil. *J. Cont. Hydrol.*, 35 : 389-407.

Haga, D., Niibori, Y., and Chida, T., 1999. Hydrodynamic dispersion and mass transfer in unsaturated flow. *Water Resour. Res.*, 35(4) : 1065-1077.

Haverkamp, R., Vauclin, M., Touma, J., Wierenga, P.J., and Vachaud, G., 1977. A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, 41 : 285-294.

Haverkamp, R., Ross, P.J., Smettem, K.R.J., and Parlange, J.Y., 1994. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2- Physically based infiltration equation. *Water Resour. Res.*, 30 : 2925-2929.

Haverkamp, R., Bouraoui, F., and Zammit, C., 1998. GRIZZLY Soil Data Base. LTHE-Grenoble.

Hillel, D. 1998. Environmental soil physics. *Academic press*, 771 p.

Jaynes, D.B., Logsdon, S.D., and Horton, R., 1995. Field method for measuring mobile/immobile water content and solute transfer rate coefficient. *Soil Sci. Soc. J.*, 59 : 352-356.

Jaynes, D.B., and Shao, M., 1999. Evaluation of a simple technique for estimating two-domain transport parameters. *Soil Sci.*, 164(2) : 82-91.

Jensen, M.B., Hansen, H.C.B., Hansen, S., Jørgensen, P.R., Magid, J., and Nielsen, N.E., 1998. Phosphate and tritium transport through undisturbed subsoil as affected by ionic strength. *J. Environ. Qual.*, 27 : 139-145.

Jury, W.A., and Roth, K., 1990. Transfer functions and solute movement through soils. Theory and applications. *Birkhäuser Verlag, Basel*, 226 p.

Kookana, R.S., Schuller, R.D., and Aylmore, L.A.G., 1993. Simulation of simazine transport through soil columns using time-dependant sorption data measured under flow conditions. *J. Contam. Hydrol.*, 14 : 93-115.

Kool, J.B., Parker, J.C., and Van Genuchten, M.Th., 1987. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models. A review. *J. Hydrol.*, 91 : 255-293.

Kreft, A., and Zuber, A., 1978. On the physical meaning of the dispersion equation and its solutions for different initial and boundary conditions. *Chem. Eng. Sci.* 33 : 1471-1480.

Ladouche, B., Viville, D., Probst, A., Ambroise, B., et Bariac, Th., 1994. Approche géochimique de la décomposition de l'hydrogramme de crue, *Rapport d'avancement du programme DBT II*.

Ladouche, B., 1997. Etude des flux hydriques par le traçage isotopique naturel à l'échelle d'un bassin forestier (Strengbach, Vosges). *Thèse de Doctorat de l'Université Paris VI*, 194 p.

Lafolie, F., Hayot, Ch., and Schweich, D., 1997. Experiments on solute transport in aggregated porous media : are diffusions within aggregates and hydrodynamic dispersion independent? *Transport in Porous Media*, 29 : 281-307.

Le Bissonais, Y., Bruand, A., and Jamagne, M., 1989. Laboratory experimental study of soil crusting : relation between aggregate breakdown mechanisms and crust structure. *Catena*, 16 : 377-392.

Logsdon, S.D., and Jaynes, D.B., 1996. Spatial variability of hydraulic conductivity in a cultivated field at different times. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60 : 703-709.

Ludwig, B., Boiffin, J., Chadoeuf, J., and Auzet, A.V., 1995. Hydrological structure and erosion damage caused by concentrated flow in cultivated catchments. *Catena*, 25 : 227-252.

Ludwig, B., Auzet, A.V., Boiffin, J., Papy, F., King, D., et Chadoeuf, J., 1996. Etats de surface, structure hydrographique, et érosion en rigole de bassins versants cultivés du Nord de la France. *Etude et Gestion des Sols*, 3 : 53-70.

Luxmoore, R.J., 1980. Micro-, Meso-, and Macroporosity of Soil. *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, 45 : 671-672.

Maraqa, M.A., Wallace, R.B., and Voice, T.C., 1999. Effects of residence time and degree of water saturation on sorption nonequilibrium parameters. *J. Cont. Hydrol.*, 36 : 53-72.

McIntyre, D., 1958. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Sci.*, 85 : 185-189.

Messing, I., and Jarvis, N.J., 1993. Temporal variation in the hydraulic conductivity of a tilled clay soil as measured by tension infiltrometers. *J. Soil Sci.*, 44 : 11-24.

Miller, E.E., and Miller, R.D., 1956. Physical theory for capillary flow phenomena. *J. Appl. Phys.*, 27 : 324-332.

Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12 : 513-522.

Mualem, Y., Assouline, S., Rohdenbuerg, R.H., 1990. Rainfall induced soil seal. (A) A critical review of observations and models. *Catena*, 17 : 185-203.

Musy, A., et Soutter, M., 1991. Physique du sol. *Presses Polytechniques et Universitaires Romandes*, 335 p.

Nkeddi-Kizza, P., Biggar, J.W., Van Genuchten, M.Th., Wierenga, P.J., Selim, H.M., Davidson, J.M., and Nielsen, D.R., 1983. Modeling tritium and chloride 36 transport through an aggregated oxisol. *Water Resour. Res.*, 19(3) : 691-700.

Novy-Quadri, M.G., 1993. Transferts de solutés dans les sols saturés et non saturés. Application au pentachlorophénol. *Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier-Grenoble I*, 204 p.

Othmer, H., Diekkrüger, B., and Kutilek, M., 1991. Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, 152(3) : 139-150.

Parker, J.C., and Van Genuchten, M.Th., 1984. Flux-averaged concentrations in continuum approaches to solute transport. *Water Resour. Res.*, 20(7) : 866-872.

Pearson, R.J., Inskeep, W.P., Wraith, J.M., Comfort, S.D., and Gaber, H.M., 1996. Observed and simulated solute transport under varying water regimes : I. Bromide and pentafluorobenzoic acid. *J. environ. Qual.*, 25 : 646-653.

Perroux, K.M., and White, I., 1988. Designs for disc permeameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52 : 1205-1215.

Pfannkuch, H.O., 1963. Contribution à l'étude des déplacements de fluides miscibles dans un milieu poreux. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 18(2) : 1-54.

Philip, J.R., 1957. The theory of infiltration : 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil. Sci.*, 84 : 257-264.

Philip, J.R., 1969. Theory of infiltration. *Adv. Hydrosci.*, 5 : 215-296.

Philip, J.R., 1998. Infiltration incrustated soils. *Water Resour. Res.*, 34(8) : 1919-1927.

Quadri, M.B., Clothier, B.E., Angulo-Jaramillo, R., Vauclin, M., and Green, S.R., 1994. Axisymmetric transport of water and solute underneath a disk permeameter : experiments and numerical model. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58 : 696-703.

Rao, P.S.C., Jessup, R.E., Rolston, D.E., Davidson, J.M., and Kilcrease, D.P., 1980. Experimental and mathematical description of nonadsorbed solute transfer by diffusion in spherical aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44 : 684-688.

Roth, K., 1994. Soil Physics, Lecture note. *Institut für Bodenkunde und Standortlehre, Universität Hohenheim*, 86 p.

Roulier, S., 1996. Contribution à l'étude de la caractérisation hydrodispersive des sols non saturés par infiltrométrie sous pression contrôlée. *Mémoire de DEA, Université Joseph Fourier-Grenoble I*, 59 p.

Sardin, M., Schweich, Leij, F.J., and Van Genuchten, M.Th., 1991. Modeling the nonequilibrium transport of linearly interacting soilutes in porous media : a review. *Water Resour. Res.*, 27(9) : 2287-2307.

Schoen, R., 1996. Transferts de solutés dans un lysimètre en conditions contrôlées : expériences et simulations. *Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier-Grenoble I*, 211 p.

Schoen, R., Gaudet, J.P., and Bariac, T., 1999a. Preferential flow and solute transport in a large lysimeter, under controlled boundary conditions. *J. Hydrol.*, 215(4) : 70-81.

Schoen, R., Gaudet, J.P., and Elrick, D.E., 1999b. Modelling of solute transport in a large undisturbed lysimeter, during steady-state water flux. *J. Hydrol.*, 215(4) : 82-93.

Scotter, D.R., and Tillman, R.W., 1991. Movement of solutes associated with intermittent water flow. I. Tritium and bromide. *Aust. J. Soil Res.*, 29 : 175-183.

Seyfried, M.S., and Rao, P.S.C., 1987. Solute transport in undisturbed columns of an aggregated tropical soil : preferential flow effects. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51 : 1434-1444.

Silliman, S.E., and Simpson, E.S., 1987. Laboratory evidence of the scale effect in dispersion of solutes in porous media. *Water resour. Res.*, 23(8) : 1667-1673.

Simunek, J., Sejna, M., and Van Genuchten, M.Th., 1996. The HYDRUS-2D software package for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. Version 1.0. *IGWMC-TPS-53, International Groundwater Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, CO.*

Smettem, K.R.J., and Clothier, B.E., 1989. Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disc permeameters. *J. Soil Sci.*, 40 : 563-568.

Smettem, K.R.J., Parlange, J.Y., Ross, P.J., and Haverkamp, R., 1994. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 1- A capillary based theory. *Water Resour. Res.*, 30(11) : 2925-2929.

Snow, V.O., 1999. In situ measurement of solute transport coefficients : assumptions and errors. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63 : 255-263.

Souchère, V., King, D., Daroussin, J., Papy, F., and Capillon, A., 1998. Effects of tillage on runoff directions : consequences on runoff contributing area within agricultural catchments. *J. Hydrol.*, 206 : 256-267.

Starr, J.L., Parkin, T.B., and Meisinger, J.J., 1995. Influence of sample size on chemical and physical soil measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59 : 713-719.

Swensen, B., 1997. Unsaturated flow in a layered, glacial-contact delta deposit measured by the use of ^{18}O , Cl^- , and Br^- as tracers. *Soil Sci.*, 162(4) : 242-253.

Tackett, J.L., and Pearson, R.W., 1965. Some characteristics of soil crusts formed by simulated rainfall. *Soil Sci.*, 99(6) : 407-413.

Talsma, T., 1969. In situ measurement of sorptivity. *Aust. J. Soil. Res.*, 10 : 143-150.

Talsma, T., and Parlange, J.Y., 1972. One-dimensional vertical infiltration. *Aust. J. Soil Res.*, 10 : 143-150.

Thony, J.L., 1970. Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieu poreux non saturé. *Thèse de Docteur-Ingénieur, Université Scientifique et Médicale de Grenoble*, 140 p.

Thony, J.L., Vachaud, G., Clothier, B.E., Angulo-Jaramillo, R., 1991. Field measurement of the hydraulic properties of soil. *Soil Technology*, 4 : 111-123.

Toride, N., Leij, F.J., and Van Genuchten, M.Th., 1993. A comprehensive set of analytical solutions for solute transport with first-order decay and zero-order production. *Water Resour. Res.*, 29(7) : 2167-2182.

Toride, N., Leij, F.J., and Van Genuchten M.Th., 1995. The CXTFIT code for estimating transport parameters from laboratory or field tracer experiments, Version 2.0. *U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California, Research Report No. 137*, 121 p.

Toride, N., and Leij, F.J., 1996. Convective stream tube model for field scale solute transport : I. Moment analysis. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60 : 342-352.

Valentin, C., and Bresson, L.M., 1992. Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma*, 225-245.

Vandervaere, J.P., 1995. Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques. Analyse critique des régimes pseudo-permanents. Méthodes transitoires et cas des sols encroûtés. *Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier-Grenoble I*, 329 p.

Vandervaere, J.P., Peugeot, C., Vauclin, M., Angulo-Jaramillo, R., and Lebel, T., 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrimeters and minitensiometers. *J. Hydrol.*, 188-189 : 203-223.

Van Genuchten, M.Th., and Wierenga P.J., 1976. Mass transfer studies in sorbing porous media. I. Analytical solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40 : 473-480.

Van Genuchten, M.Th., Wierenga P.J., and O'Connor G.A., 1977. Mass transfer studies in sorbing porous media. III. Experimental evaluation with 2,4,5-T. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41 : 278-285.

Van Genuchten, M.Th., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44 : 892-898.

Van Genuchten, M.Th., and Alves, W.J., 1982. Analytical solutions of the one-dimensional convective-dispersive solute transport equation. *USDA, Agricultural Research Service, Tech. Bull.* 1661.

Van Genuchten, M.Th., and Parker, J.C., 1984. Boundary conditions for displacement experiments through short laboratory soil columns. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48 : 703-708.

Vauclin, M., et Chopart, J.L., 1992. L'infiltrométrie multidisques pour la détermination in situ des caractéristiques hydrodynamiques de la surface d'un sol gravillonnaire de Côte-d'Ivoire. *L'Agron. Trop.*, 46(4) : 259-271.

Vauclin, M., 1994. Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol. *Revue des Sciences de l'eau*, 7 : 81-102.

Vauclin, M., Elrick, D.E., Thony, J.L., Vachaud, G., Revol, Ph., and Ruelle, P., 1994. Hydraulic conductivity measurements of the spatial variability of a loamy soil. *Soil Tech.*, 7 : 181-195.

Viville, D., 1985. Variabilité spatiale des propriétés physiques et hydriques des sols dans les bassins du Ringlebach (Vosges granitiques). *Thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur - Strasbourg I*. 158p.

Wagenet, R.J., 1983. Principles of salt movement in soils. In "Chemical mobility and reactivity in soils systems", 123-140. (*Soil Sci. Soc. Am. : Madison*).

White, I., and Sully, M.J., 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Res.*, 23(8) : 1514-1522.

Wooding, R.A., 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.*, 4 : 1259-1273.

Zammit, C., 1999. Analyse et évaluation des paramètres hydrodynamique des sols. Prédiction par un modèle analytique à base physique à partir de données texturales. *Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier-Grenoble I*, 200 p.

Zhang, R., 1995. Prediction of solute transport using a transfer function model and the convection-dispersion equation. *Soil Sci.*, 160(1) : 18-27.

Annexes

ANNEXE A1

Formulation des équations du transport en concentration de flux.

Illustration des hypothèses.

(paragraphe (2-3-4-b))

La figure (A1-1) représente les profils de concentration dans les phases mobile et immobile, ainsi que le rapport des gradients correspondants, pour deux valeurs de flux très différentes ($q = 0.5 \text{ cm/h}$ et $q = 0.0001 \text{ cm/h}$). Les vitesses de pore correspondantes sont données par l'équation (2-36). Les paramètres du transport choisis, identiques dans les deux cas, sont les suivants :

$$- \theta = 0.450$$

$$- \theta_m = 0.300$$

$$- \alpha = 2.78 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$$

$$- D \text{ est donné par l'équation (2-38),}$$

$$\text{avec } \lambda = 20 \text{ mm}$$

$$D_0 = 1.67 \times 10^{-3} \text{ mm}^2/\text{s} \text{ (valeur moyenne de la diffusion moléculaire dans l'eau libre de quelques sels, Novy-Quadri (1993))}$$

$$\tau = 3/2.$$

Il apparaît sur la figure (A1-1(a)) que le gradient de concentration dans la phase immobile peut être négligé sur quasiment toute la profondeur de pénétration du soluté, même si il atteint 50% du gradient dans la phase mobile au niveau du pic de concentration. En effet, la valeur 3/2 choisie pour la tortuosité correspond à un écoulement dans un milieu saturé composé de sable ou de billes de verre. Dans les sols, la tortuosité est plus importante. Le poids de la diffusion moléculaire, et donc du gradient de concentration dans la phase immobile, est ainsi surestimé dans notre exemple.

Par contre à faible vitesse de pore (figure (A1-1(b))), $\partial C_{im}/\partial z$ est trois fois plus important que $\partial C_m/\partial z$ au niveau du pic de concentration. Il devient donc indispensable dans ce cas de tenir compte du gradient de concentration dans la phase immobile pour pouvoir poser le problème en concentration de flux C^f .

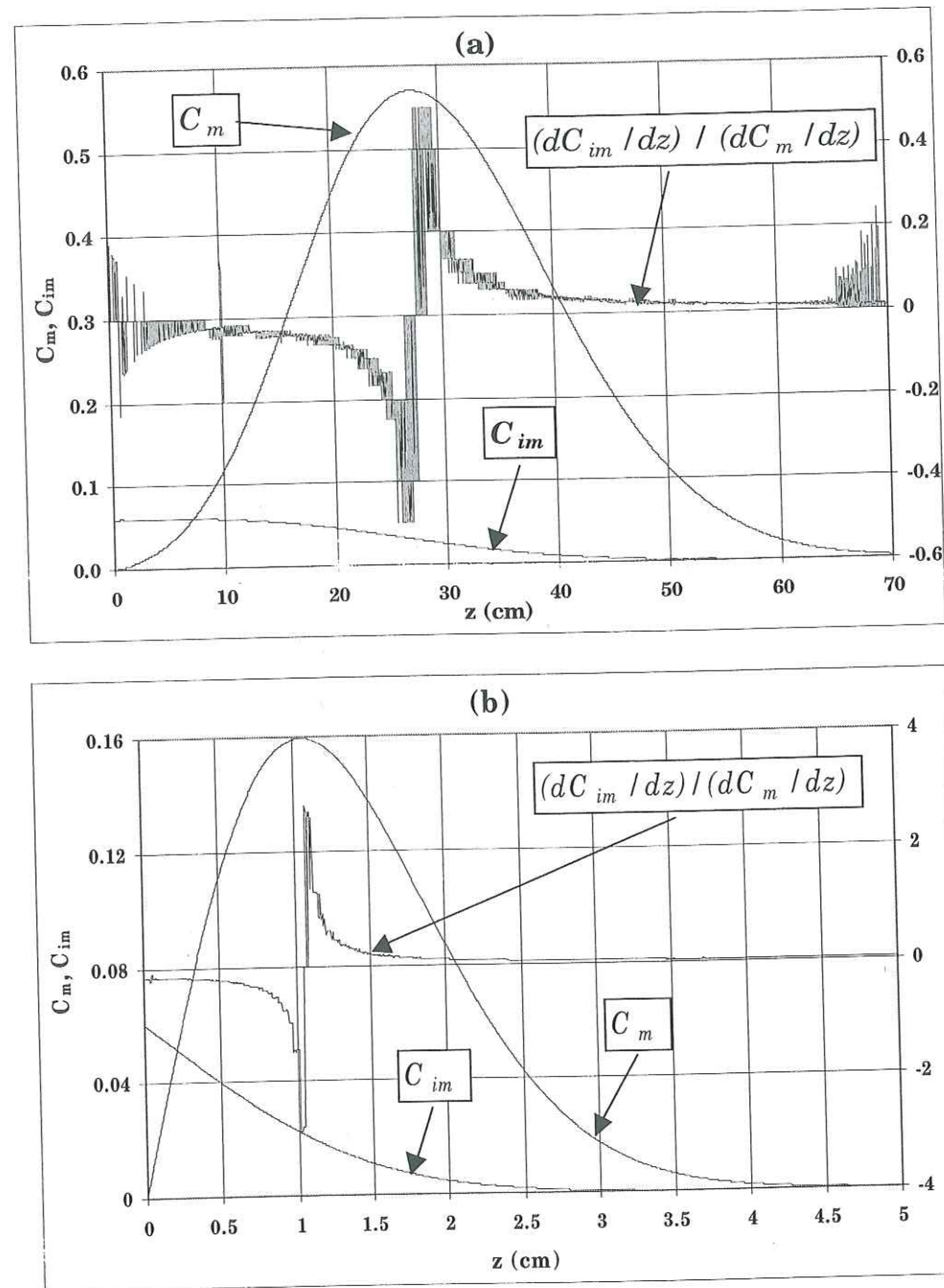


Figure A1-1 : Comparaison de l'étalement du soluté dans les régions d'eau mobile et immobile, (a) à forte vitesse de pore, (b) à faible vitesse de pore (en concentrations normées).

ANNEXE A2

Comparaison des solutions analytiques de Van Genuchten et Wierenga (1976) et de Toride et al. (1993), et de Van Genuchten et Alves (1982) et Toride et al. (1993).
(paragraphe (2-3-4-c))

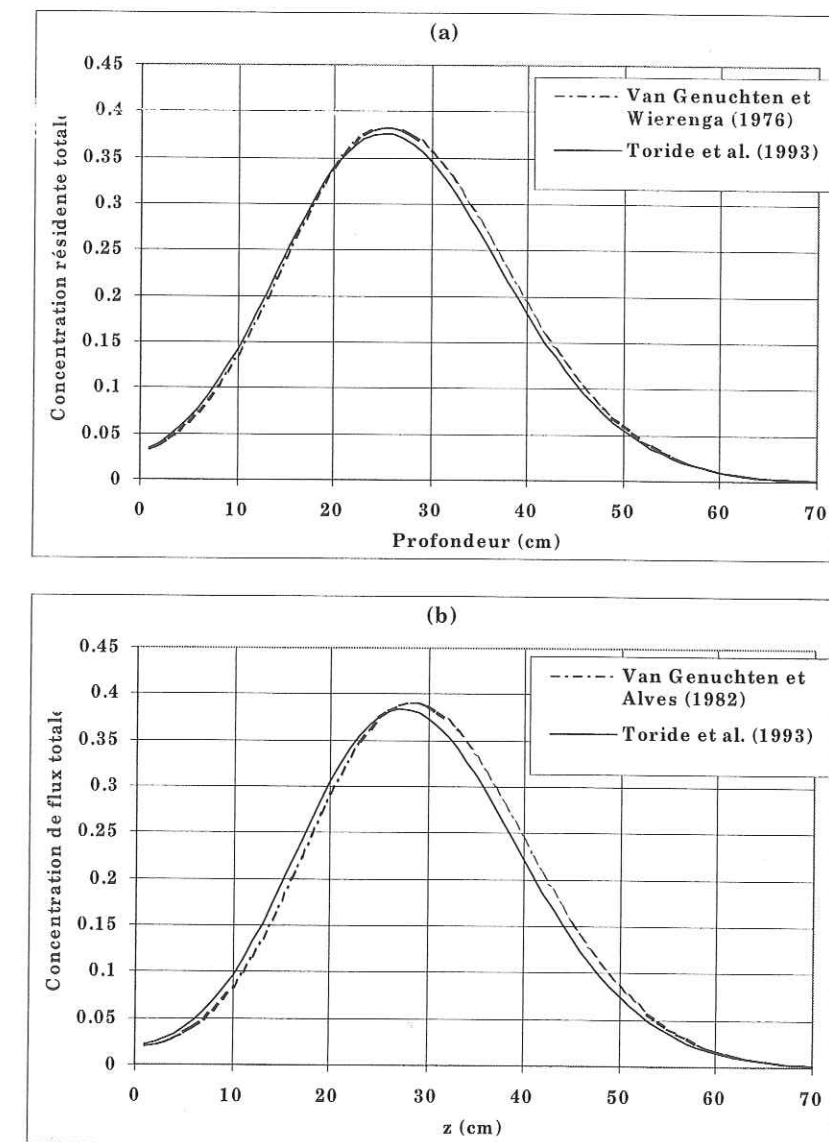


Figure A2-1 : Concentration résidante totale normée (a) et concentration de flux totale normée (b).

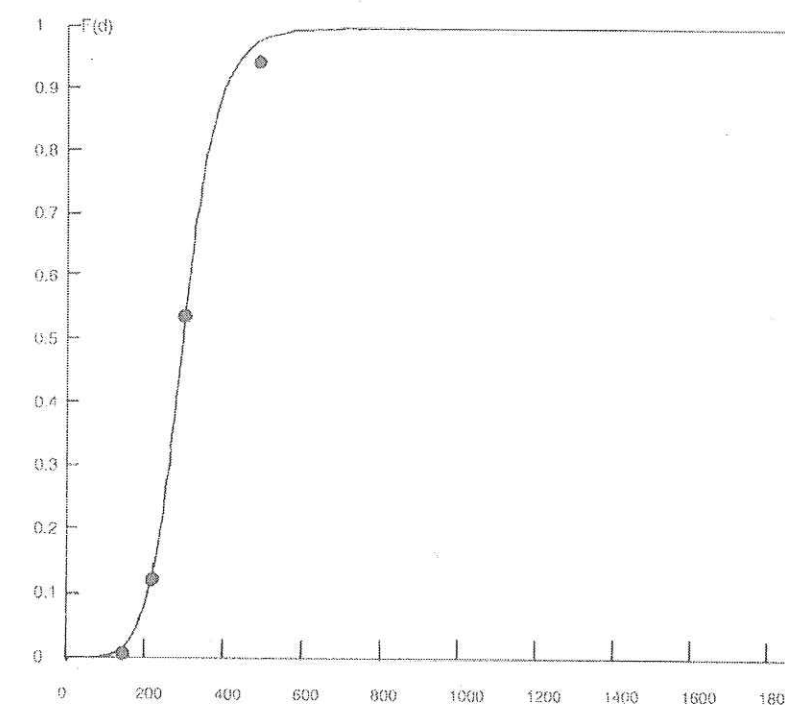
Les paramètres du transport sont ceux utilisés en annexe (A1), avec $q = 0.05$ cm/h.

ANNEXE A3

Granulométrie des sols de la simulation de l'écoulement de l'eau.
(paragraphe (6-3-1-c))

Tableau A3-1 : Paramètres de l'équation (6-1) pour les trois sols de la simulation.

	Sable "Grenoble 4"	Argile "Hoenkoop 1"	SL "Kloosterburen"
N	7.6	2.087	3.396
$M = 1 - \frac{2}{N}$	0.736	0.041	0.411
$d_g (\mu m)$	312.87	243.52	75.96



$$F(d) = \left\{ 1 + \left(\frac{d_g}{d} \right)^N \right\}^{-M} \quad \text{with } M = 1 - 2/N$$

Figure A3-1 : Courbe granulométrique du sable "Grenoble 4".

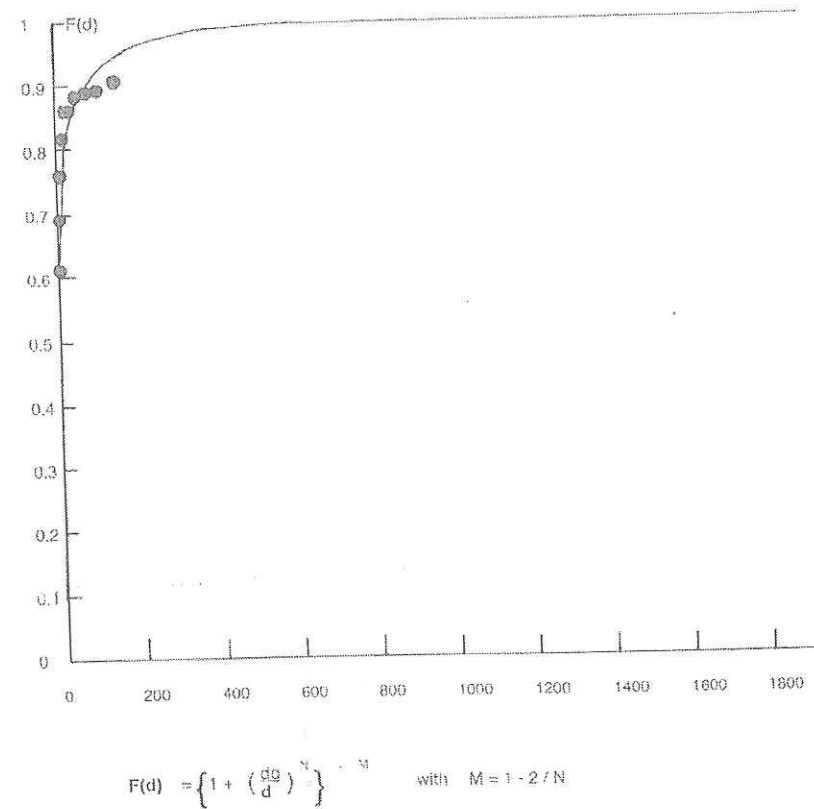


Figure A3-2 : Courbe granulométrique de l'argile "Hoenkoop 1".

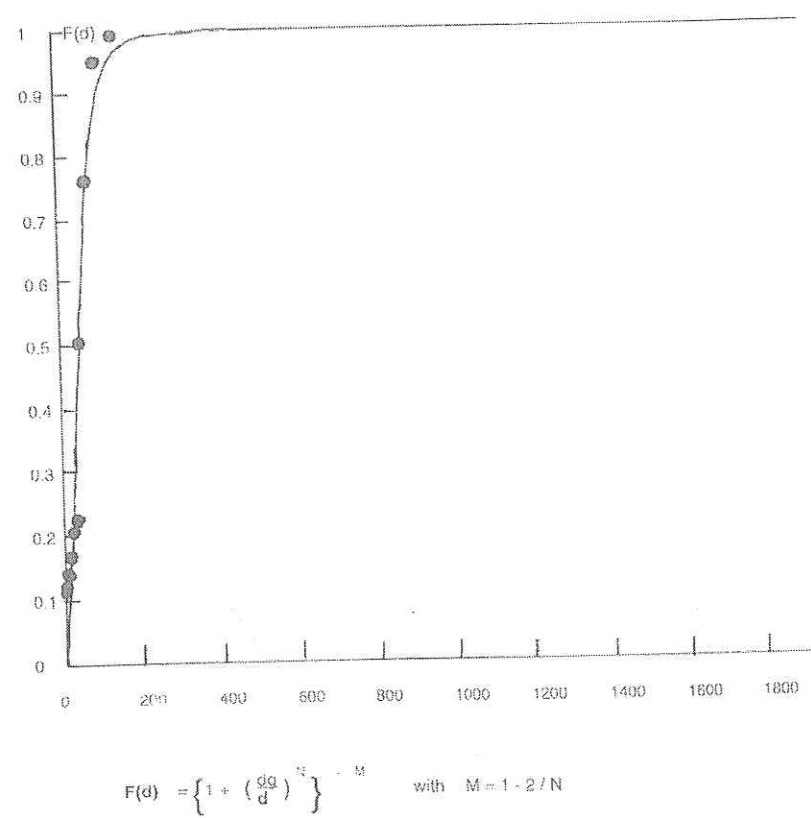


Figure A3-3 : Courbe granulométrique de SL "Kloosterburen".

ANNEXE A4

Relation $h(\theta)$ pour les sols de la simulation.
(paragraphe (6-3-2))

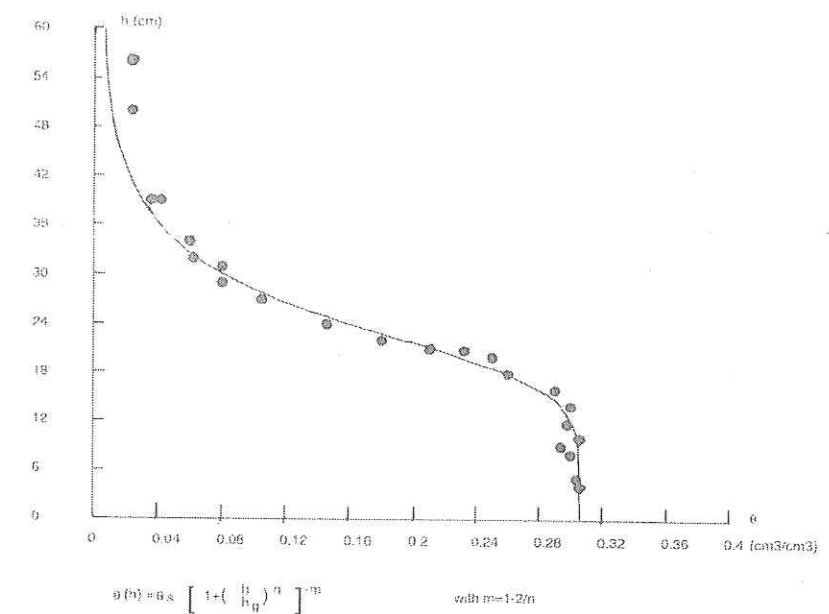


Figure A4-1 : Courbe $h(\theta)$ pour le sable "Grenoble 4 (a)".

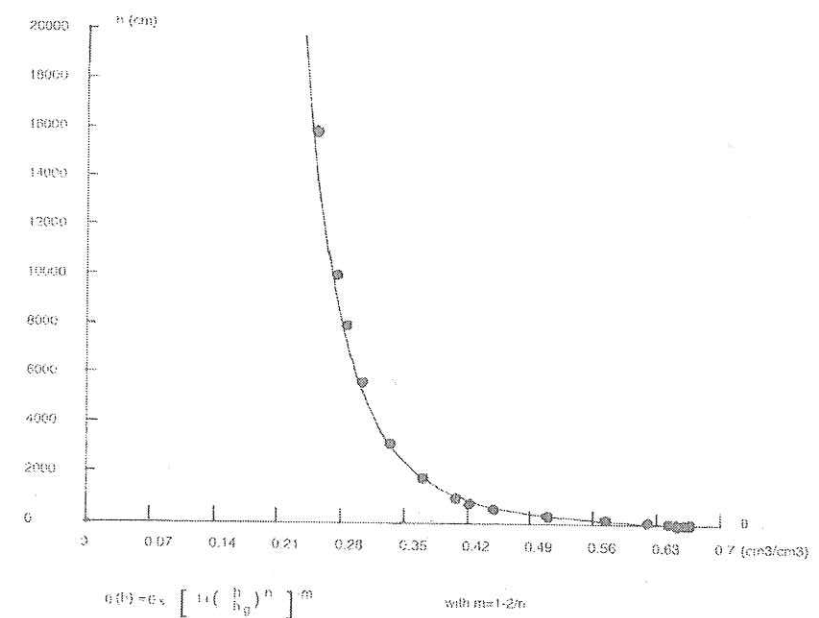


Figure A4-2 : Courbe $h(\theta)$ pour l'argile "Hoenkoop 1".

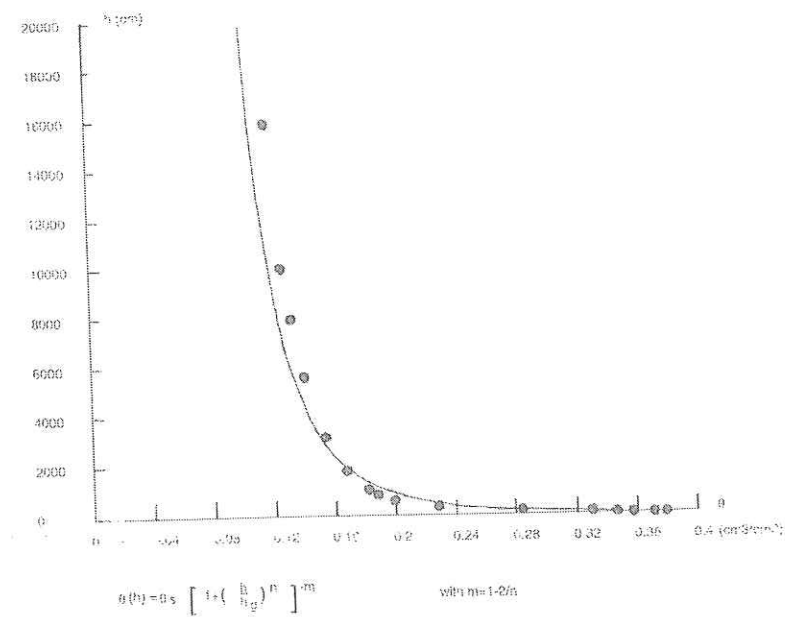


Figure A4-3 : Courbe $h(\theta)$ pour SL "Kloosterburen".

ANNEXE A5

Relation $K(\theta)$ pour les sols de la simulation.
(paragraphe (6-3-2)).

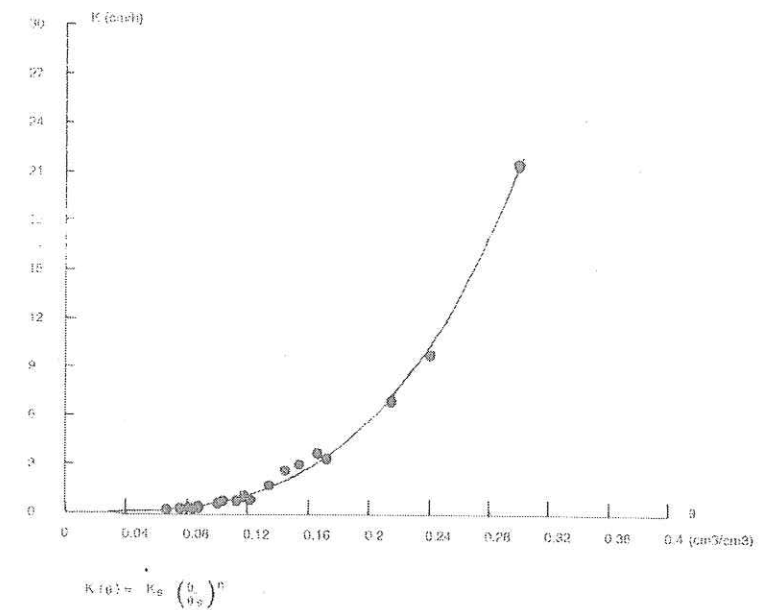


Figure A5-1 : Courbe $K(\theta)$ pour le sable "Grenoble 4".

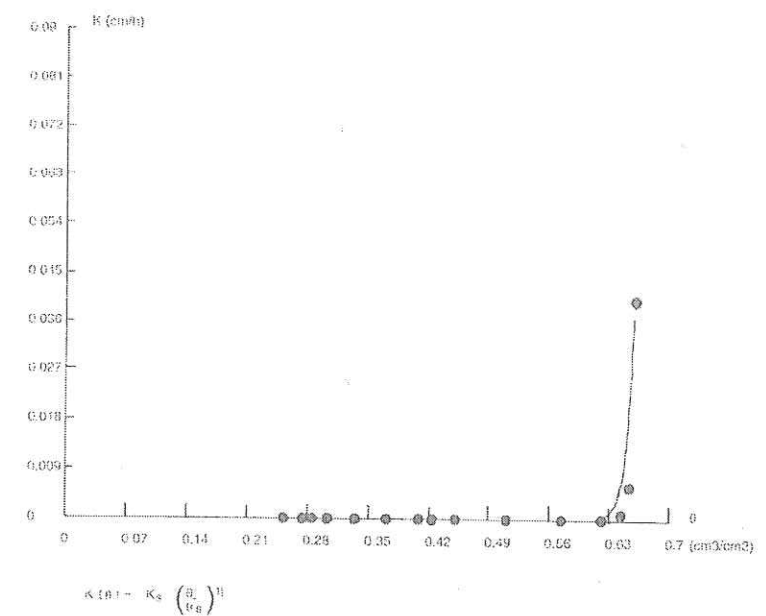


Figure A5-2 : Courbe $K(\theta)$ pour l'argile "Hoenkoop 1".

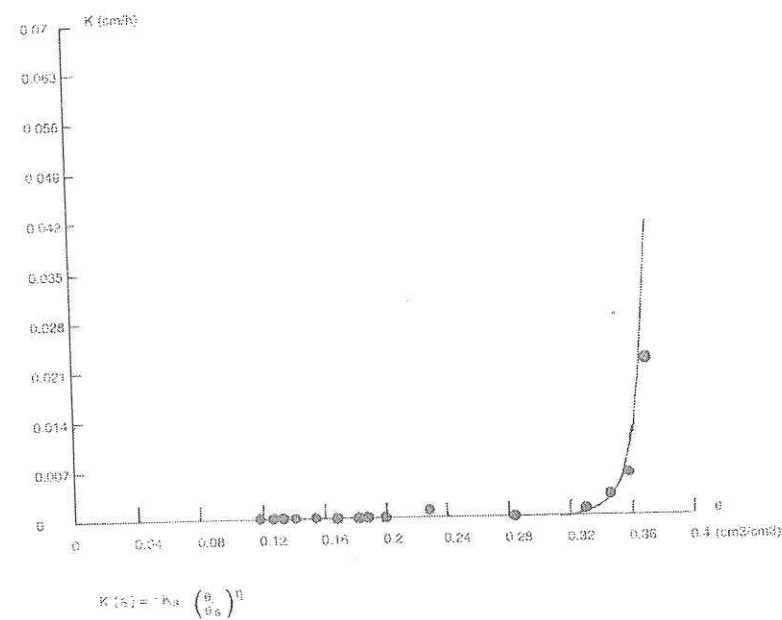


Figure A5-3 : Courbe $K(\theta)$ pour SL "Hoenkoop 1".

ANNEXE A6

Résultat de l'ajustement des paramètres K_0 et S_0 sur les données générées numériquement.
(paragraphe (7-3-1))

			K_0 (mm/s)	S_0 (mm/s ^{1/2})
Sable	$h_0 = 0$ mm	TC	8.4×10^{-2}	2.538
		TL	7.3×10^{-2}	2.520
	$h_0 = -200$ mm	TC	3.2×10^{-2}	0.503
		TL	2.5×10^{-2}	0.580
Argile	$h_0 = 0$ mm	TC	2.4×10^{-4}	0.288
		TL	6.7×10^{-4}	0.246
	$h_0 = -200$ mm	TC	1.8×10^{-4}	0.185
		TL	4.0×10^{-4}	0.150
SL	$h_0 = 0$ mm	TC	1.8×10^{-4}	0.163
		TL	3.9×10^{-4}	0.141
	$h_0 = -200$ mm	TC	9.8×10^{-5}	0.0856
		TL	1.8×10^{-4}	0.0718

ANNEXE A7

Profils de teneur volumique en eau et de concentration en ^{18}O . Valeurs moyennes et coefficients de variation (essai sur le Ringlebach).
(paragraphe (9-2-3))

Tableau A7-1 : Valeurs moyennes de teneur volumique en eau et de concentration en ^{18}O à l'issue de l'essai sur le Ringlebach.

Profondeur moyenne (mm)	θ_f (cm^3/cm^3)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
2.5 (H0)	0.330 (9.6%)	0.668 (20%)
10.5 (H1)	0.241 (8.6%)	0.276 (20.2%)
30 (V)	0.224 (12.9%)	0.124 (39.9%)

ANNEXE A8

Lame infiltrée et flux pour l'essai sur le Ringlebach.
(paragraphe (9-2-4))

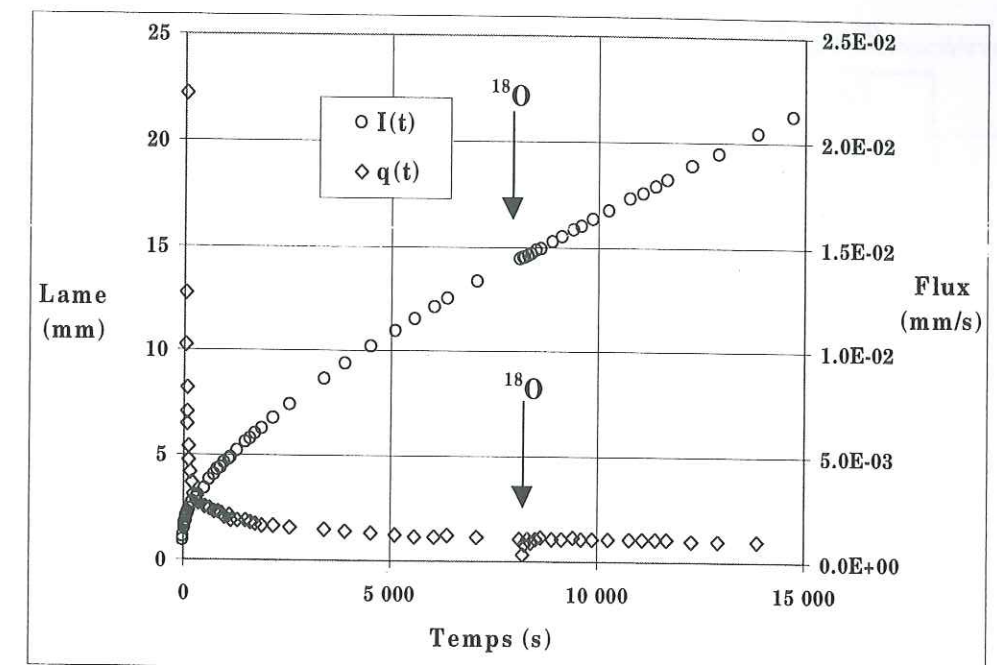


Figure A8-1 : Lame infiltrée en fonction du temps et flux correspondant pour l'essai sur le Ringlebach.

ANNEXE A9

Caractéristiques hydrodynamiques pour les essais sur le Strenbach.
(paragraphe (9-3-4))

Tableau A9-1 : Caractéristiques hydrodynamiques.

Essai	K (mm/s)	S (mm/s ^{1/2})	λ_m (mm)
0	1.71×10^{-2}	0.221	0.974
0A	3.98×10^{-2}	0.557	0.364
0D	1.35×10^{-2}	0.159	0.967
30A	1.83×10^{-3}	0.109	0.281
30D	1.21×10^{-3}	0.109	0.332
90A	9.14×10^{-4}	0.0225	3
90D	2.46×10^{-4}	0.0351	0.275
150A	1.15×10^{-4}	0.0252	0.36

ANNEXE A10

Caractéristiques hydrodynamiques pour les essais de la parcelle dégradée.
(paragraphe (10-2-3))

Tableau A10-1 : Caractéristiques hydrodynamiques et temps caractéristiques associés.

Essai	h_0 (mm)	K_0 (mm/s)	S_0 (mm/s ^{1/2})	t_{stab} (s)	t_{grav} (s)	t_{geomod} (s)
Creux1	-10	1.00×10^{-3}	6.07×10^{-2}	1061	3684	4941
Creux2	-10	9.94×10^{-4}	7.39×10^{-2}	1056	5527	3333
Creux3	-10	1.64×10^{-3}	6.18×10^{-2}	594	1420	4767
Creux4	-10	1.28×10^{-3}	5.87×10^{-2}	791	2103	5283
Creux5	-10	1.39×10^{-3}	5.51×10^{-2}	687	1571	5896
Moyenne		1.26×10^{-3}	6.20×10^{-2}			
C.V.		22%	11%			
Creux6	-50	7.51×10^{-4}	3.04×10^{-2}	390	1639	1490
Creux7	-50	4.86×10^{-4}	4.66×10^{-2}	398	9217	634
Moyenne		6.19×10^{-4}	3.85×10^{-2}			
Bossel	-10	5.48×10^{-4}	4.57×10^{-2}	129	6955	172
Bosse2	-10	8.02×10^{-4}	4.03×10^{-2}	132	2525	222
Moyenne		6.75×10^{-4}	4.30×10^{-2}			

ANNEXE A11

Temps caractéristiques pour les essais de la parcelle peu dégradée.
(paragraphe (10-3-3-b))

Tableau A11-1 : Temps caractéristiques.

Essai	t _{stab} (s)	t _{grav} (s)	t _{geomod} (s)
Surface2 (croûte structurale)	624	1249	7252
SSJ1	671	981	22357
SSJ2	3388	25743	8244
Semelle1	1584	9455	4542
Semelle2	953	2099	8959
Semelle3	246	300	57427

ANNEXE A12

Lames de solution infiltrées pour les essais de la parcelle peu dégradée.
(paragraphe (10-3-4-b))

Tableau A12-1 : Lames de solution infiltrées.

Essai	Surface1 (Croûte sédimentaire)	Surface2 (Croûte structurale)	SSJ1	Semelle1	Semelle2	Semelle3
I_{sol} (mm)	21.2	26.4	11.3	31.9	27.9	50.2